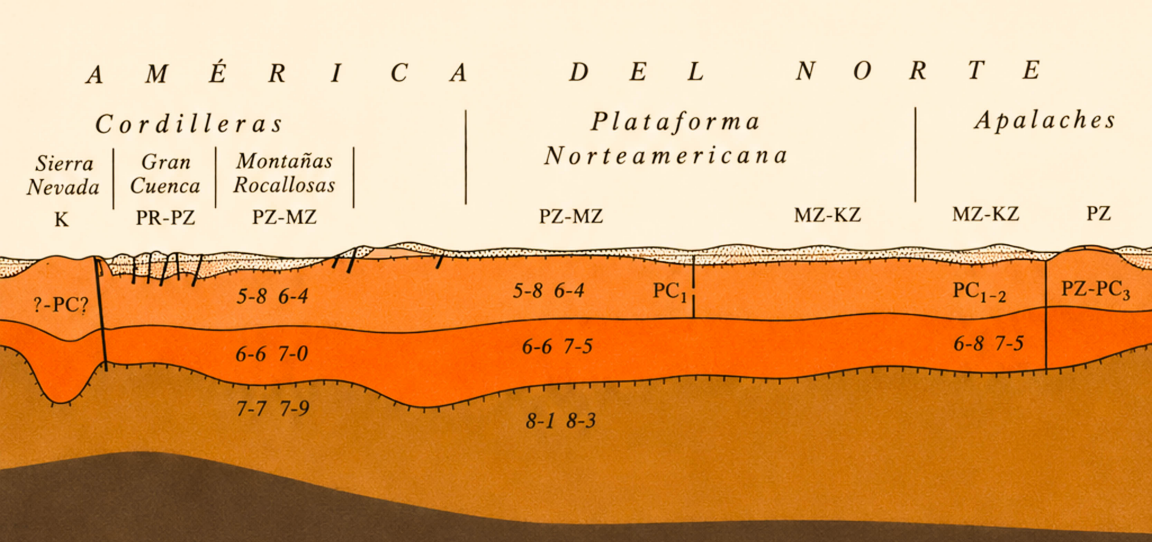


V. E. Jain

Geotectónica General

Parte II *Los océanos Las fracturas profundas Los plegamientos Las rupturas corticales El desarrollo de la litosfera y de la tectonosferas*

Editorial Mir Moscú

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

В. Е. ХАИН

Общая геотектоника

Издательство
«Недра»

V. E. Jain

Geotectónica General

Parte II

Segunda edición

Editorial Mir
Moscú

Traducido del ruso
por
Tamara Loshakova

Impreso en la URSS.
На испанском языке

Primera edición 1980
Segunda edicion 1984

Издательство «Недра». 1973
© Traducción al español. Editorial Mir. 1980

Indice

Parte II

Capítulo IX
Los océanos, la estructura y el problema del origen de los mismos 5

Capítulo X
Fallas de profundidad 43

Capítulo XI
El plegamiento, su origen y desarrollo 85

Capítulo XII
Rupturas corticales, de plegamiento y reflejas. Textura general de las construcciones de plegamientos epigeosinclinales 162

Capítulo XIII
Principales etapas y leyes generales del desarrollo de la litosfera 210

Capítulo XIV
Causas posibles de los movimientos y del desarrollo de la tectonosfera 235

Capítulo IX

Los océanos, la estructura y el problema del origen de los mismos

§ 1. Constitución del lecho oceánico

Las regiones de difusión ininterrumpida de la corteza oceánica ocupan cerca de dos tercios de toda la superficie de la litosfera. Como principal fuente de información sobre la estructura del fondo oceánico sirven, además de la batimetría, los datos de la Geofísica; del sondeo sísmico profundo, de la sismoperfilación continua (sismoacústica), del levantamiento magnético, del levantamiento gravimétrico en el fondo, del estudio del flujo calorífico, asimismo los datos del dragado y los importantes resultados de la perforación efectuada en el buque «Glomar Challenger» a través de la capa sedimentaria y parcialmente de la capa subyacente, calificada como segunda capa, del fondo de los océanos Atlántico, Indico y Pacífico. En las condiciones del fondo oceánico, en un grado aún mayor que en la tierra emergida, se observa la coincidencia general de los elementos geomorfológicos considerables con los tectónicos (es decir, la concordancia de la morfoestructura con la tectoestructura). Ciertas complicaciones son causadas por el vulcanismo, bien profuso en el fondo oceánico; pero los aparatos volcánicos, aunque frecuentemente sobreedificados por biohermos, son las formas de un relieve del fondo, supeditadas exclusivamente a los primordiales elementos estructurales de los océanos, que describimos aquí. Sólo al unirse las construcciones volcánicas en guirnaldas, surgen unidades del relieve comparables por sus dimensiones con éste último, pero estas guirnaldas comúnmente ya obedecen a las grandes fallas y, por consiguiente, se pueden considerar con igual razón como formaciones tectónicas. La acción desfiguradora del acopio desigual de los sedimentos es aún menos perceptible, ya que el espesor del manto sedimentario en las partes centrales de los océanos no supera unas pocas centenas de metros.

Como frontera natural entre los bloques continentales y oceánicos sirve el escalón del *talud continental*, que es el rasgo más eminente tanto del relieve de la superficie terrestre, como de la estructura de la corteza terrestre. Con un ancho de sólo de 15 a 50 km, el talud continental tiene una extensión total de 350 mil km, una altura media del

orden de 3,5 km y un declive de 2—6° (en comparación con el 0°07' de la plataforma continental), que a trechos llega a ser de 40—45°. En una gran parte de su altura hasta las profundidades de 2—3 km el talud continental descansa sobre la corteza continental, que se substituye bruscamente por la oceánica, como se ha establecido en particular a la costa del Africa Occidental (véase la fig. 102). Con esto, la segunda capa, granítica, de la corteza continental se empalma al mismo tiempo con la segunda y tercera capas de la corteza oceánica. La segunda capa de la corteza oceánica, según los resultados del sondeo, que ha penetrado en ésta a la profundidad de espesor medio en los océanos Atlántico y Pacífico, está constituida por mantos de basaltos toleíticos intercalados con capas delgadas de cienos nannoforaminíferos. La tercera capa, de acuerdo con los datos obtenidos mediante el dragado, está integrada por rocas del tipo de gabro, diabasas, alternantes en la parte inferior con piroxenitas y peridotitas, las cuales con frecuencia resultan metamórficas en las facies de esquistos verdes y anfibolitas.

Ya el mismo carácter del talud continental, su rectilinealidad o forma arqueada suave en grandes extensiones, insinuan la idea de la naturaleza de falla de esta importantísima frontera geotectónica. En realidad, en algunas regiones la existencia de las fallas a lo largo del talud continental se ha confirmado por observaciones directas; esto se refiere, en particular, al tramo del talud situado frente a las islas Británicas y la península Ibérica, frente a la California desde San Francisco hasta la frontera con México, al este de la península del Norte de Nueva Zelandia. En otros casos, por ejemplo, para el tramo africanooccidental, la existencia de la falla es comprobada por datos sísmicos. En ciertos terrenos se hallan confinados al talud continental arrecifes de barrera o bóvedas salinas, por ejemplo, a lo largo de la periferia del golfo de México; pero estos fenómenos, por lo común, están vinculados a fallas que no salen a la superficie. Por lo tanto se puede suponer que *el enlace del talud continental con las fallas marginales de los océanos es una regularidad común*; pero estas fallas pueden ya ser expresadas inmediatamente en la estructura del fondo oceánico, bien sea camufladas por la cobertura sedimentaria y reflejadas en la misma por filas de escollos o bóvedas salinas (fig. 107).

Si en las regiones de desarrollo de la zona transitoria entre los continentes y océanos en calidad de talud continental se toma el declive exterior, orientado al continente o a los arcos insulares, de las fosas de abismo, éstas últimas van a pertenecer a los océanos, lo que será sumamente lógico desde el punto de vista de la división de la litosfera en continental y oceánica. Sin embargo, en su procedencia dichas fosas están vinculadas de modo tan estrecho con las franjas geosinclinales de la periferia continental, que sería mejor considerarlas en conjunto con estas últimas (véase el cap. VI, § 5). En el resto del lecho oceánico podemos destacar dos principales tipos de elementos estructurales: franjas orogénicas oceánicas y plataformas oceánicas

Las fajas oceánicas orogénicas o movibles (georiftogenales, según G. B. Udíntsev) forman un sistema de elevaciones de importancia planetaria, característico para todos los océanos y algunos mares marginales e incluso interiores del tipo suboceánico (el de Labrador, el de Tasmania y la parte oriental del Mediterráneo). En el relieve a las fajas orogénicas oceánicas (FOO) les corresponden las cordilleras

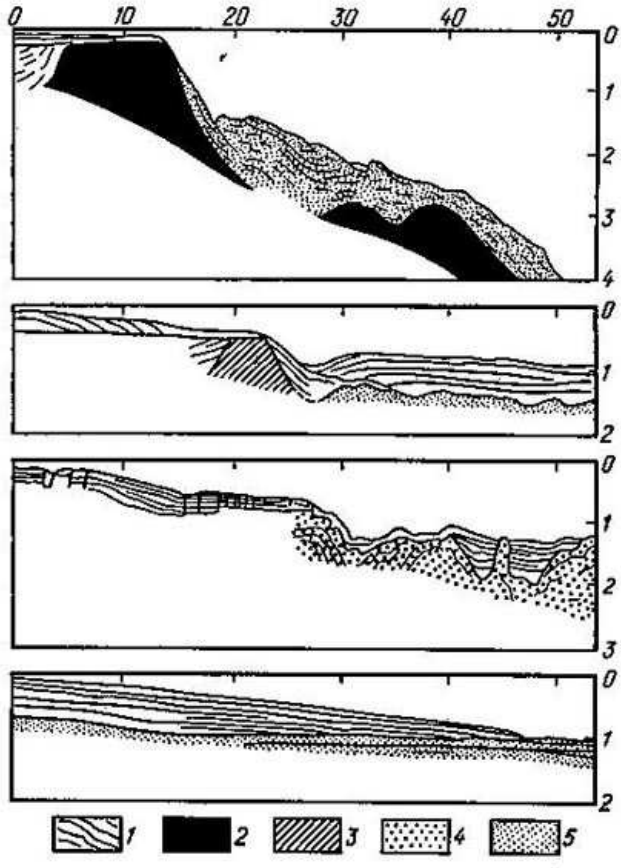


Fig. 107. Tipos de constitución del shelf continental (según C. O. Emery)
1—sedimentos depositados después de la formación de la barrera; tipos de barreras: *2*—elevación del fundamento, *3*—escollo de barrera, *4*—diápiros salíferos, *5*—sedimentos acumulados antes de la formación de la barrera. En el dibujo inferior se muestra el tipo de shelf «sin barrera».

oceánicas medianas, las cuales, no obstante, no ocupan la posición media en todos los océanos: en el Pacífico el dorsal Pacífico Oriental está desplazado fuertemente en el sur hacia el borde oriental del oceáno mientras que en el norte se empalma con el continente de Norteamérica; en el océano Glacial Artico la cordillera «mediana» de Hakkel está aproximada a Eurasia y al fin de cuentas se adjunta a la margen subácuea del continente asiático. A pesar de todo, existe cierta ten-

dencia de las FOO a una disposición media dentro de los límites de los océanos y al franjeamiento concéntrico por las mismas de los continentes, subrayada por G. Menard (fig. 108). En varias regiones de las FOO magistrales parten en dirección de los continentes vecinos (las elevaciones de Albatros y Chilena Occidental en el Pacífico), las ramificaciones que a veces se acuñan en los mares marginales (mar de Labrador) o golfos de gran tamaño (el de Aden, el de California), donde ellas también ocupan la posición media. Las «cadenitas» de los focos sísmicos en el Atlántico marcan las zonas que se apartan de la cordillera Atlántica Mediana en la región de las islas Azores hacia el estrecho de Gibraltar y de la isla de Buve (donde la Cordille-

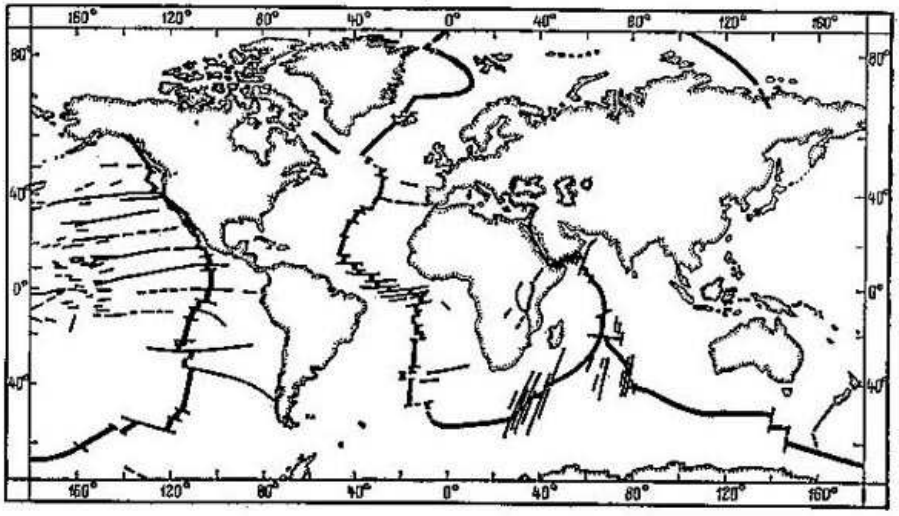


Fig. 108. Sistema mundial de los dorsales oceánicos medianos (fajas orogénicas oceánicas, según L. R. Sykes)
Las zonas axiales de los dorsales se muestran con línea gruesa y las fracturas que las complican, con una fina

ra vuelve al este en torno a Africa) hacia el arco de las Antillas del Sur.

La estructura superficial de las FOO se caracteriza por ser bruscamente surcada por numerosas fracturas longitudinales de dirección vertical o subvertical, que las dividen a éstas en bloques-placas. La fracturación por rupturas se acrecienta hacia el eje de las cordilleras medianas, donde el ancho de los bloques llega a ser de 20 km. A lo largo del propio eje se extienden los *grabens-rifts*, estrechos (de 5—10 km, rara vez hasta 25—50 km, pero extraordinariamente profundos, de 3—4 y hasta 5 km) y de laderas abruptas (hasta 30° y más). El dragado realizado por los investigadores soviéticos en la parte septentrional de la cordillera mediana del Indico (la cordillera Arábigo-Indica) ha puesto de manifiesto que en la parte axial de las cordilleras se observa la alternación de los bloques constituidos por

rocas básicas (gabro, gabro-noritas) y ultrabásicas serpentinizadas (harzburgitas, dunitas, lerzolitas). Más tarde un cuadro análogo fue revelado en el Atlántico del Norte.

Además de las hiperbasitas y gabro, en las laderas de los desfiladeros de rift de ambos océanos también se encuentran efusiones básicas alteradas de piedra verde (diabasa, porfiritas diabásicas y ba-

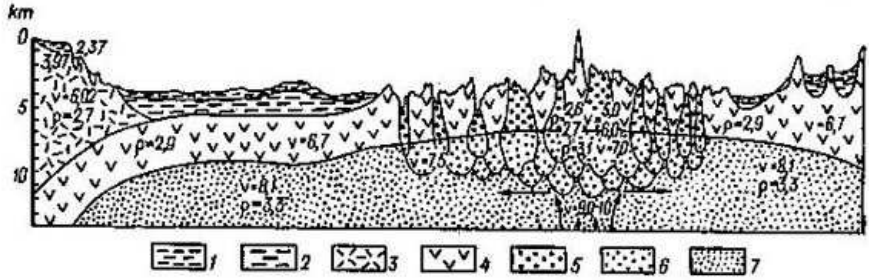


Fig. 109. Corte esqemático de la corteza terrestre a través del dorsal mediano del océano Indico (según G. B. Udíntsev' y otros)

1—sedimentos incoherentes; *2*—«segunda» capa, sísmica, de la corteza; *3*—capa «granítica»; *4*—capa «basáltica»; *5*—rocas serpentinizadas y dinamometamórficas elevadas del manto superior; *6*—rocas descompactadas del manto superior; *7*—manto superior normal

sálticas), que sobresalen ostensiblemente de los basaltos toleíticos normales (frescos) constituyentes de las crestas y vertientes de las cordilleras (fig. 109).

A ambos lados de los desfiladeros de rift se extienden las zonas de relieve fracturado en bloques y guirnaldas con depresiones y salientes de 5—15 km de ancho, con oscilaciones de alturas de hasta 1 km y con buzamiento de declives de hasta 15—20°. Sobre las guirnaldas afloran las rocas de la segunda capa, en tanto que en las cañadas surge una capa sedimentaria de espesor no mayor de 100 m. El ancho de estas zonas, de crestas y cercanas a los rifts, alcanza 50 km; son separadas de las pendientes de las cordilleras por escalones de altura de 0,5 a 1,0 km. Las zonas de crestas se sustituyen primeramente por una alta penillanura fracturada (las amplitudes de las alturas son de hasta 700 m) de hasta 100 m de ancho, luego por los declives de las cordilleras, formados por varios escalones de anchura total de varias centenas de kilómetros. Aquí la capa sedimentaria ya cobra un desarrollo continuo, aumentando gradualmente el espesor hacia el pie de las cordilleras. Al mismo tiempo aumenta la amplitud estratigráfica de la sección de la capa sedimentaria a expensas de la aparición de los depósitos cada vez más antiguos, hasta los del cretáceo superior inclusive (fig. 110).

La anchura de las cordilleras oceánicas medianas en general resultan de algunas centenas a 1500 km, en ocasiones más (la cordillera Pacífica Oriental es de 2000—4000 km). Por encima de las hondonadas abisales adyacentes, que ya corresponden a las plataformas oceánicas, ellas se alzan en 1—3 km y más, entretanto sus cimas volcánicas aisladas yerguen sobre el nivel oceánico en forma de islas

(las de Ascensión y Bouve en el Atlántico, las de Amsterdam y Saint Paul en el Indico, la isla de Pascua en el Pacífico, etc.). La longitud total del sistema de las cordilleras oceánicas medianas supera los 60 000 km y con las ramificaciones, las 80 000 km.

Los datos sobre la constitución de la litosfera dentro de los límites de las FOO se reducen a lo siguiente. A las cordilleras medianas en conjunto corresponden las elevaciones de la corteza oceánica, acom

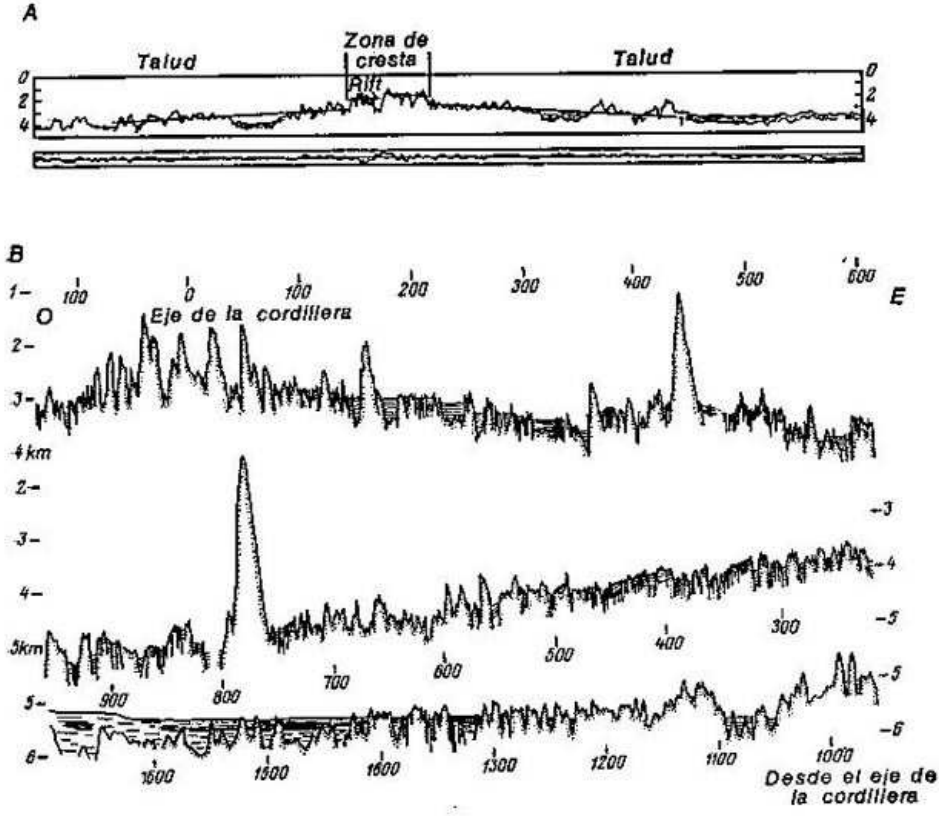


Fig. 110. Constitución del dorsal Atlántico Mediano

A—corte a través de la cordillera Atlántica Mediana a los 36° de lat. n. (según P. R. Vogt y E. D. Schneider); B—interpretación del perfil sísmico de las ondas reflejas a la latitud de la isla de Ascensión (según T. H. Van Andel y G. R. Heath)

pañadas de cierto adelgazamiento de los estratos constituyentes, sobre todo del sedimentario en dirección de la zona axial. Dentro de los límites de esta última el estrato sedimentario prácticamente se acuña partiendo de los horizontes inferiores, excepto los bloques de disposición baja y, en parte, el fondo de los desfiladeros de rift; en tanto las segunda y tercera capas, de ordinario, algo se adelgazan.

Al tiempo que en las alas lejanas de las cordilleras medianas la corteza descansa sobre el manto normal (por las velocidades de las ondas sísmicas iguales a 8,0—8,2 km/s), en la parte axial de las FOO

en el basamento de la corteza bruscamente elevada y fraccionada se encuentra un potente lentejón del material que posee velocidades de ondas longitudinales del orden de 7,2—7,6 km/s, es decir, intermedias entre las de la tercera capa de los océanos (6,7 km/s) y las del manto superior (de 8,0—8,2 km/s). El piso de este lentejón no ha sido localizado por las investigaciones sísmicas; según los cálculos efectuados en base a los datos gravimétricos, éste debe alcanzar una profundidad

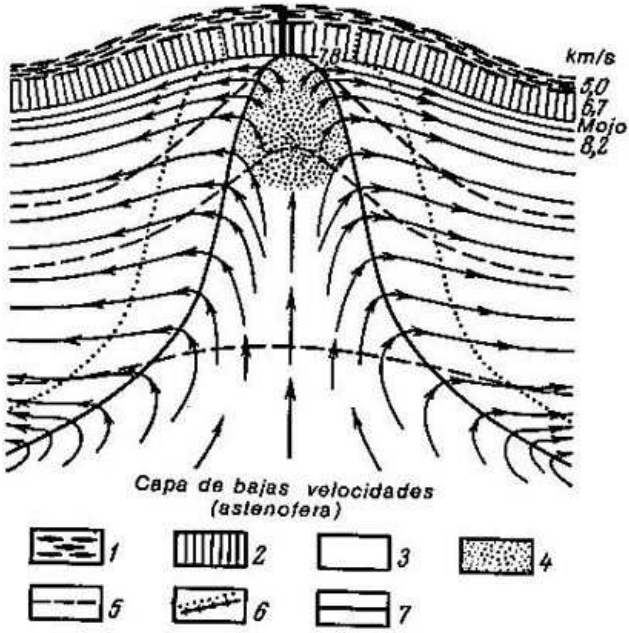


Fig. 111. Modelo posible de constitución profunda del dorsal oceánico mediano (según P. R. Vogt, E. D. Schneider y G. L. Johnson)

1—segunda capa de la corteza oceánica (lavas esféricas, sills y diques subácueos: basaltos y esquistos verdes); 2—tercera capa de la corteza oceánica (el complejo de dique estratificado: anfibolita, basalto); 3—manto superior (sólido); 4—zonas de fundición del basalto; 5—isotermas; 6—isocrona de consolidación; 7—límite de estabilidad del basalto sólido

de 40 km bajo el nivel oceánico. Sin embargo, más verosímil es la suposición de que éste es simplemente una saliente (presumiblemente, con cierto esparcimiento por debajo de la corteza) de la astenosfera, es decir, de la sustancia calentada y rarificada del manto superior, que posee una viscosidad muy disminuida (fig. 111). Dicho supuesto concuerda de modo suficiente con el flujo calorífico bruscamente elevado (en 2—3 y más veces, comparado con el flujo medio para la superficie de la Tierra), que singulariza a las zonas axiales de las cordilleras oceánicas medianas.

La actividad volcánica de estas zonas se liga fácilmente con el elevado flujo calorífico y con la existencia de la saliente procedente de la astenosfera. Las zonas axiales de las FOO son zonas sísmicas apreciables: casi todos los focos sísmicos en los océanos se hallan confinados a las cordilleras medianas o a sus ramificaciones. Preci-

samente la coincidencia de los ejes de las cordilleras medianas con las zonas sísmicas permitió durante unos pocos años esbozar el sistema planetario de estas cordilleras. No obstante, todos los focos de los sismos vinculados con las FOO son ubicados a escasa profundidad, dentro de los límites de pocas decenas de kilómetros, y los propios terremotos pertenecen a la clase de los débiles.

El sistema de las FOO está cortado por fallas, transversales u oblicuamente transversales a su rumbo, las cuales encuentran su prolongación dentro de los límites de las hondonadas oceánicas vecinas (placas) y hasta de los continentes aledaños. En el Pacífico y el Atlántico estas fallas tienen una disposición sublatitudinal y ligeramente cóncava al norte; en el Indico, la submeridional. A lo largo de estas fallas las zonas axiales de las FOO resultan desplazadas notablemente en dirección horizontal. Esto se manifiesta con especial claridad en la parte central del Atlántico entre el litoral noreste, de Guaya-

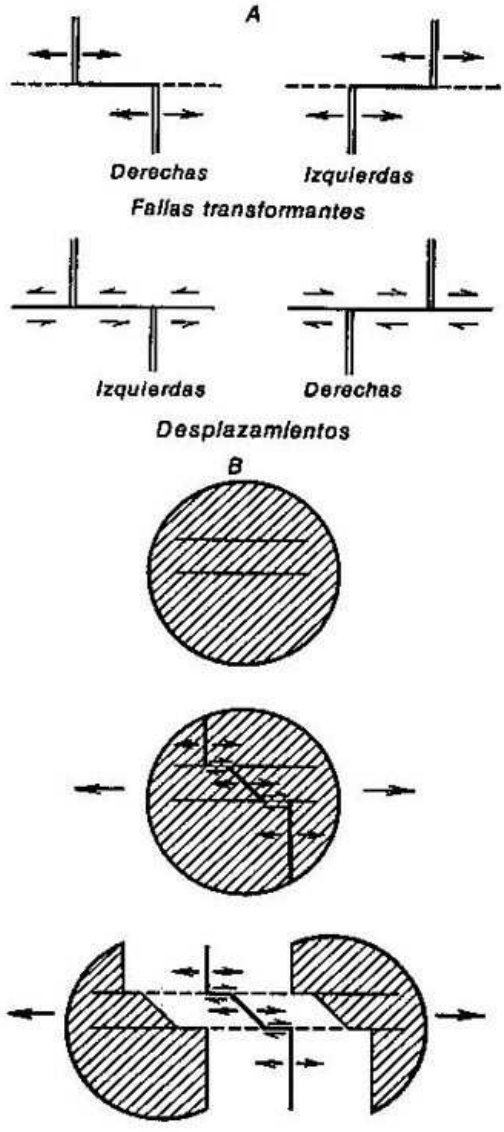


Fig. 112. Esquemas que aclaran la diferencia existente entre las fallas transformantes de J. Wilson y los desplazamientos (A) y su influencia ejercida sobre la formación de las zonas de rift de los dorsales oceánicos medianos (B)

A—según L. R. Sykes; *B*—según P. R. Vogt, E. D. Schneider y G. L. Johnson

na y Brasil de la América del Sur, y el litoral sudoeste, de Senegal y Liberia del Africa del Norte. Es que precisamente merced al sistema de fallas paralelas y aproximadas entre sí, en la franja desde el ecuador hasta los 10° de latitud septentrional, el segmento nórdico de la cordillera Atlántica Mediana se desplaza hacia el trozo meridional casi en 6000 km (!). A lo largo de las fisuras de despegue aquí

surgieron las profundas hendiduras: la depresión de Vima a los 10° de latitud norte, la de Romansh y la de Cheyi en el ecuador. Una parte considerable de los focos sísmicos y la mayor parte de los volcanes eminentes y de las islas volcanógenas (la de Santa Elena, de Tristán de Acuña y otras) está localizada justamente a lo largo de las fallas transversales y, lo que es curioso los focos sísmicos no salen fuera de los límites de los segmentos axiales separados por rupturas en las cordilleras medianas (L. R. Sykes).

La distribución semejante de los focos sísmicos (fig. 112) confirma la opinión de J. T. Wilson de que las fallas transversales, a lo largo de las cuales se desplazan visiblemente los segmentos de

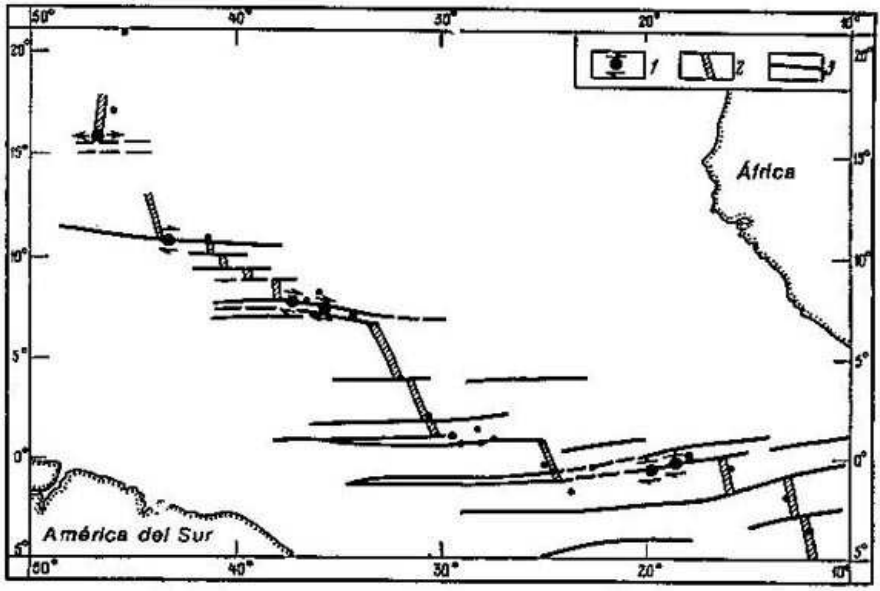


Fig. 113. Mecanismo de desplazamiento en los focos de terremotos, confirmativo del carácter transformante de las fallas del dorsal Atlántico Mediano (según L. R. Sykes, simplificado)

1—focos y caracteres de los desplazamientos; *2*—zonas de rift; *3*—fallas transformantes

las combaduras oceánicas medianas, no se originaron después, sino que antes de la formación de las propias cordilleras y de sus zonas de rift. Las zonas de rift parecen haber sido adaptadas a las fallas, de dirección transversal a éstas (fig. 113). Por lo tanto dichas fallas no se deben referir a la categoría de desplazamientos, sino que a una categoría especial, denominada por Wilson *fallas de transformación*; las diferencias existentes entre ellas son aclaradas por la fig. 112.

El estudio de los primeros desplazamientos en los focos sísmicos ha puesto de manifiesto que las zonas de rift de las cordilleras medianas sufren la tracción; en lo que atañe a las fallas transversales que se hallan entre los tramos longitudinales, los desplazamientos en

los focos sísmicos, ubicados a lo largo de éstas, ocurren en concordancia con la hipótesis de Wilson.

La opinión de Wilson de que las fallas transversales son más antiguas que las cordilleras medianas y sus rifts también encuentra su corroboración en los datos de la Geología continental. Estas fallas se observan dentro de los límites de las Américas del Sur y del Norte y de Africa, donde ellas, en particular, separan diversos segmentos de las Cordilleras y de los Apalaches, que se diferencian

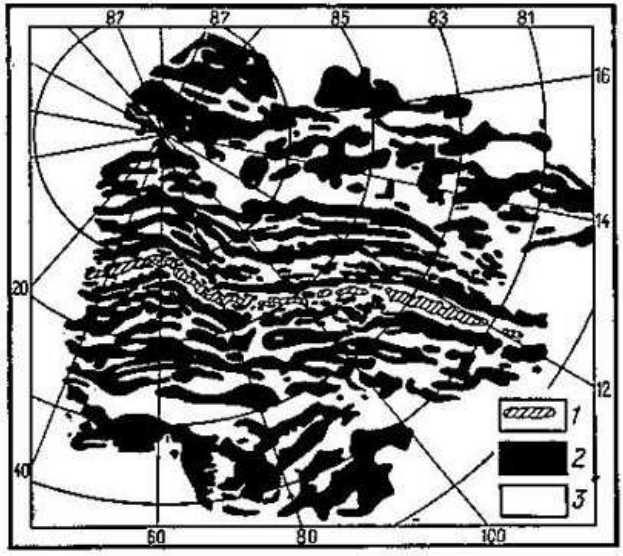


Fig. 114. Mapa de anomalías magnéticas (ΔT) α de la cuenca Eurasiática del océano Glacial Artico (según A. M. Karásik)
1—anomalía de rift; *2*—$(\Delta T)\alpha$ 0; *3*—$(T\Delta)\alpha 0$

entre sí por su historia, partiendo del paleozoico inicial o del precámbrico tardío. Pese a esto, cabe duda que sea correcto creer que al comenzar la formación de las cordilleras medianas y de sus zonas de rift los desplazamientos a lo largo de las fallas transversales hubiesen cesado, más bien prosiguieron coetáneamente con la formación de los rifts, pero la componente de «transformación» al fin de cuentas ha aplastado a la componente desplazante propiamente dicha.

Una singularidad asombrosa de las cordilleras oceánicas medianas son las *anomalías magnéticas bandeadas*, confinadas a éstas, muy intensas en la parte de cresta y debilitadas en la periferia (fig. 114). El cuadro de estas anomalías sorprende por su simetría con respecto al eje del rift (fig. 115) y se correlaciona bien con el relieve. En 1963 los investigadores ingleses F. J. Vine y Matthews, para explicar la procedencia de este campo magnético «bandeado», propusieron una hipótesis graciosa, partiendo de la noción de F. Dietz (1961) y H. Hess (1962) respecto a las zonas de rift de los dorsales como zonas de ensanchamiento del fondo oceánico y de nueva formación de la corteza oceánica, ascendiendo el material de fundición del man-

to superior. Vine y Matthews confrontaron la alternación de las anomalías magnéticas positivas y negativas con la alternación de las épocas del campo magnético directo e inverso, establecido para el cenozoico tardío (los últimos 4 millones de años), y supusieron que el campo «bandeado» es resultado de la penetración sucesiva del material basáltico del manto en las aberturas corticales que se hallaban en el lugar de las zonas de rift de los dorsales. Ulteriormente la

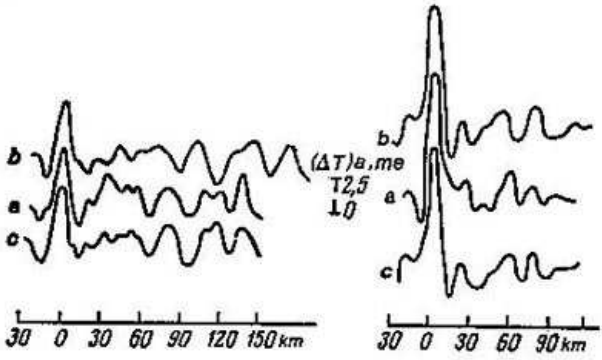


Fig. 115. Simetría física bilateral de los perfiles del campo magnético anómalo en el cordón de rift de Hakkel, el océano Glacial Artio (según A. M. Karasik)
a—perfil observado (la mitad derecha); *b*—perfil observado inverso (la mitad izquierda); *c*—perfil observado inverso (la mitad izquierda) después de corregida la escala horizontal

escala de inversiones del campo magnético fue extrapolada por J. Heirtzler para todo el cenozoico y el final del cretáceo, lo que permitió vincular a ella con las anomalías de las partes periféricas de las cordilleras. Con todo esto a cada una de las anomalías le fue conferido cierto número (hasta el N° 32), que crece al alejar del eje la cordillera, así que cada una recibió su data supuesta de edad (fig. 116). La perforación efectuada en los océanos Atlántico, Indico y Pacífico puso de manifiesto una coincidencia bien satisfactoria de las datas predichas para las anomalías con la edad del primer manto basáltico, descubierto bajo la capa sedimentaria[1]). Sabiendo la anchura de los anomalías, el ancho total de la cordillera y la edad de los tramos de ésta yacentes bajo cada una de las anomalías, se pudo calcular la velocidad del ensanchamiento supuesto del fondo en la zona de las cordilleras oceánicas medianas (fig. 117). Las cifras obtenidas varían de 1/cm/año para el Atlántico del Norte y el mar Rojo a 6 cm/año para la parte más ancha, ecuatorial, de la cordillera Pacífica Oriental. De tal manera, la hipótesis de Vine—Matthews referente a la naturaleza de las anomalías magnéticas bandeadas de las cordilleras oceánicas medianas apareció como complemen-

[1]) Esta edad no fue establecida directamente, o sea, mediante radiometría, sino que en base a la edad de los sedimentos recubrientes, que manifiestan, como regla general, su contacto «caliente» con el basalto (cobijamiento de la lava todavía no petrificada).

to muy esencial de la hipótesis de Dietz—Hess (más exactamente. de Holmes—Dietz—Hess) sobre la expansión del fondo oceánico,

No obstante, la interpretación del campo magnético «bandeado» de los océanos al estilo de la hipótesis de Vine—Matthews provoca interrogativas. La principal pregunta consiste en que por ahora no se sabe exactamente con

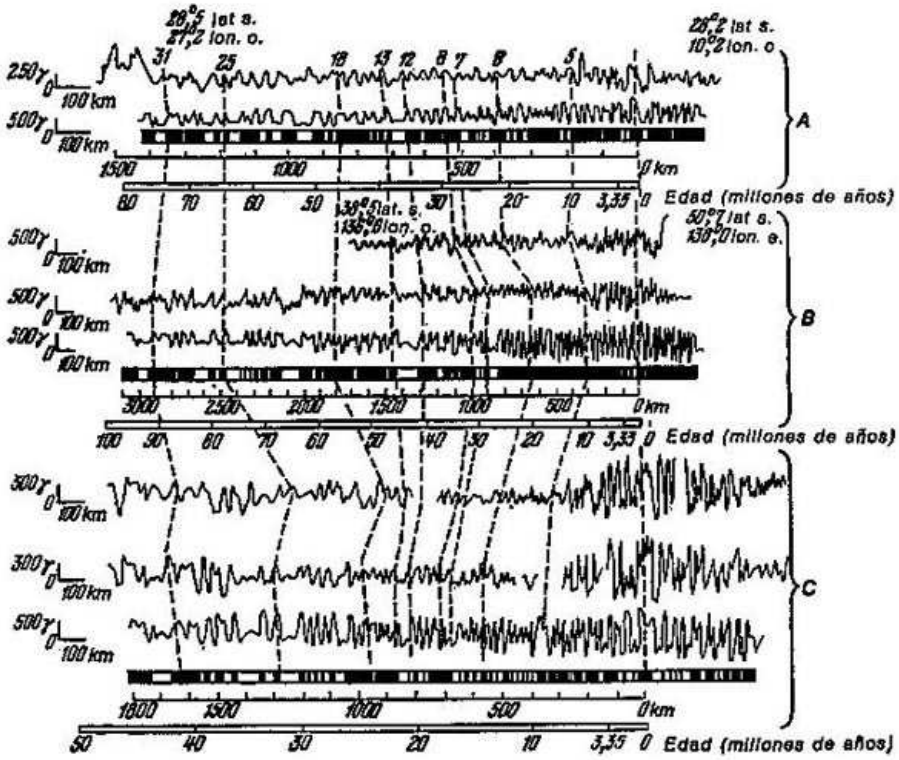


Fig. 116. Perfiles del campo magnético anómalo de diversos océanos, su correlación mutua y confrontación con los perfiles teóricos, calculados para el modelo de I. Heirtzler y otros (según A. M. Karásik)

A—el Atlántico del Sur: por arriba el perfil V—20, por debajo de él, el perfil teórico para el modelo de inversión; más abajo, la escala de inversiones del campo magnético según Heirtzler y otros; *B*—el océano Indico (el perfil superior V—16); la parte septentrional del océano Pacífico (el perfil medio); *C*—la parte meridional del océano Pacífico (por arriba el perfil 1—6, más abajo, el perfil E—18). En la parte superior del dibujo, la numeración de las anomalías en el sistema lamontiano

cuál capa de la corteza oceánica están vinculadas las anomalías que observamos: con la segunda o la tercera. Las observaciones inmediatas: la edad de los basaltos destapados por sondeo, la cual corresponde a la edad de las anomalías; la dirección de la imantación de los especímenes de basalto extraídos por draga en el Atlántico del Norte (se ha evidenciado la misma alternación de las imantaciones directa e inversa); la definición de las propiedades magnéticas de estas rocas—corroboran el enlace de las anomalías con la segunda capa. Pero la segunda capa está integrada por mantos basálticos, cuyo carácter de difusión simétricamente bandeado es poco comprensible sin atender a la suposición de que éstos estuvieran delimitados por las fallas de menor edad o fueran efusiones fisurales y su derramamiento desde el eje de la cordillera fuera obstaculizado por bloques sole-

vantados. La hipótesis de Vine—Matthews no correlaciona las anomalías con los mantos, sino que con los diques basálticos, lo que más corresponde al cuadro de constitución de las zonas axiales, cercanas a los rifts, bajo la segunda capa, en el seno de las cuales es registrada la alternación de los bloques, delimitados por fallas verticales. Empero, estos bloques no están constituidos por basaltos, sino que por hiperbasitas serpentinizadas, gabro y efusiones alteradas en piedra verde.

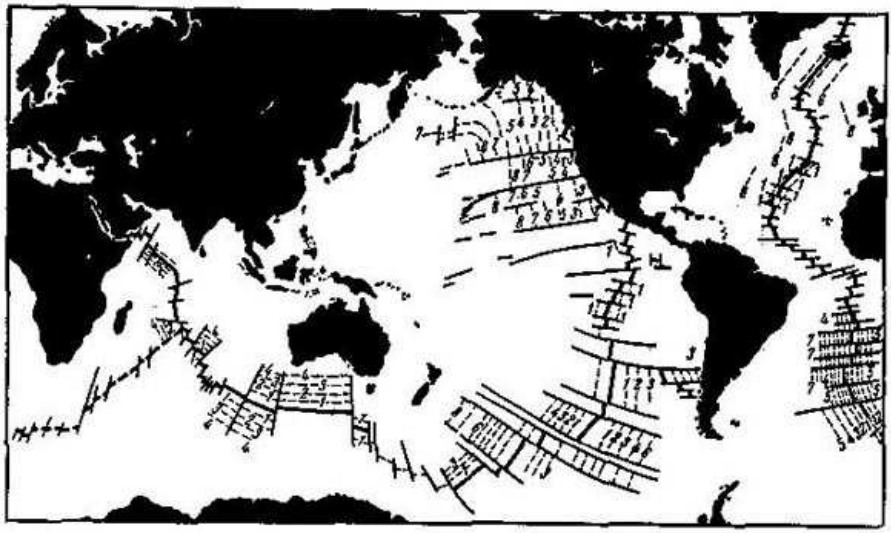


Fig. 117. Edad de las anomalías magnéticas (en decenas de millones de años) a ambos lados del eje de los dorsales medianos de los océanos Pacífico, Atlántico e Indico, de conformidad con la hipótesis de Vine-Matthews (según X. Le Pichon)

Entre estas rocas las que pueden crear anomalías semejantes son sólo las peridotitas serpentinizadas, en tanto gue el gabro y los esquistos verdes poseen susceptibilidad magnética reducida. Por eso la suposición sobre el enlace de las anomalías bandeadas con los basaltos de la segunda capa, limitados en su extensión por las fallas existentes en la parte axial de la cordillera, es más verosímil[1]).

V. V. Beloúsov (1970) enunció varias dudas y objeciones con motivo de la hipótesis de Vine—Matthews. Estas objeciones, evidentemente, merecen atención, pero nos quedan tres hechos principales: 1) la propia existencia del campo magnético bandeado simétrico, difícilmente explicable desde las posiciones de la reducción sucesiva del área de los mantos lávicos; 2) la correlación observada con las inversiones del campo magnético, la cual registramos por lo menos con respecto a los últimos 4 millones de años; 3) la concordancia de la edad de los mantos basálticos superiores con la edad presagiada a partir del esquema de inversiones magnéticas extrapolado para 70 millones de años. Estos hechos requieren su explicación; además, la hipótesis de Vine—Matthews es la más acertada entre las interpretaciones propuestas, aunque no es irreprochable (a tal conclusión llegó A. A. Karásik, 1971).

Haciendo el resumen de todo lo dicho acerca de las FOO, podemos proporcionar la siguiente definición de las mismas.

[1]) Investigadores franceses (N. Tanoquiere y otros) propusieron el modelo de combinación de los diques y mantos basálticos con el tránsito de unos a otros en dirección ascendente y opuesta respecto a los ejes de los dorsales medianos; este modelo explicó de forma satisfactoria la procedencia de las anomalías magnéticas bandeadas.

Las franjas orogénicas oceánicas son enormes, extensas (la longitud es de muchos miles, a veces decenas de miles, y la anchura, de muchas centenas de kilómetros) *elevaciones lineales de la corteza oceánica, confinadas en gran parte a la línea media de los océanos y que poseen la tendencia a ceñir a los continentes.* La corteza dentro de los límites de las FOO es algo adelgazada, a la vez que el manto superior bajo sus zonas axiales está rarificado. Las zonas axiales de las FOO se caracterizan por ser fuertemente fraccionadas, alternándose los bloques de rocas básicas y ultrabásicas; a lo largo de éstas de ordinario abundan los grabens-rifts, angostos, pero muy profundos (de hasta 6—8 km); a éstas están confinados los flujos caloríficos anómalos de valores elevados, las anomalías bandeadas del campo magnético, los focos sísmicos de escasa profundidad, los aparatos volcánicos.

G. B. Udíntsev (1968) propuso para las FOO la denominación de *georiftogenales.* Este nombre breve y sonoro, es compuesto por analogía con el término de geosinclinal y tiene por fin subrayar la conmensurabilidad de estos dos tipos de las franjas activas de la Tierra y el papel primordial de los procesos de riftogénesis en la formación de las FOO. Pero los rifts no son sino una complicación de las cordilleras medianas de los océanos, las cuales en conjunto no representan en sí zonas de hundimiento (derrumbe), sino por el contrario, zonas de elevación; además, no se observan, ni mucho menos, en toda la extensión de las cordilleras medianas y faltan, en particular, en la parte mayor de las cordilleras Pacífica Oriental y Australiano-Antártica. Aparte de esto, el término «georiftogenal», partiendo de su significación, se debería emplear con igual razón a las fajas orogénicas continentales, asimismo complicadas por rifts, por ejemplo, a la Africana Oriental o a la del Asia Central (¡Baikal!). Es por esto por lo que nos vemos obligados a abstenernos de recomendar el término propuesto por G. B. Udíntsev.

La edad de las cordilleras medianas oceánicas se evalúa como cenozoica, partiendo de la edad de los sedimentos comunes dentro de sus límites y de la escala extrapolada de las inversiones del campo magnético. A la par con estas cordilleras, en base a la distribución de las anomalías magnéticas y, parcialmente, en base al relieve, se ha establecido la existencia de las cordilleras medianas del mesozoico y cenozoico antiguo, que son más antiguas y ya no activas y que eran los ejes de expansión del fondo oceánico. Algunas de éstas, por ejemplo, las del mar Noruego y las ubicadas al sur de las islas de los Galápagos en el Pacífico, son de dirección paralela a las cordilleras medianas contemporáneas; las otras, por ejemplo, las de la parte occidental del Pacífico, tienen un rumbo que diverge mucho de éstas últimas.

Entre las FOO contemporáneas se esbozan, a lo menos, dos tipos. A uno de estos se refiere la cordillera Oriental del Pacífico y al otro, los demás cordones medianos y ante todo el Mediano del Atlántico. El tipo del Océano Pacífico se distingue del Atlántico por tener una anchura mayor y menor altura; su zona de rift está menos patentizada o incluso falta; allí no existen otros afloramientos de rocas magmáticas, sino que los de basaltos toleíticos. La zona de elevado flujo calorífico alcanza en la cordillera Pacífica Oriental una anchu-

ra dos veces mayor que en la Mediana Atlántica (400 km frente a los 200 km). Según la opinión de los partidarios de la hipótesis acerca de la expansión del fondo oceánico, todas estas diversidades están vinculadas con el ritmo acelerado de los movimientos de apartamiento que se operan a lo largo del eje del cordón Oriental Pacífico (de 4 a 10 cm/año) en comparación con el del dorsal Mediano Atlántico

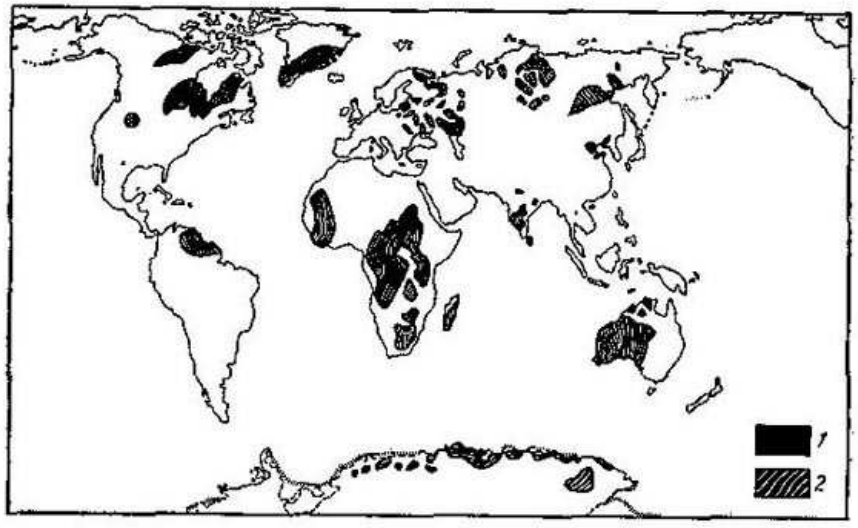


Fig. 118. Estructuras arcaicas de la corteza terrestre
1—salientes del fundamento arcaico; *2*—orientaciones estructurales dentro de sus límites

(de 1—2 cm/año) y con las restantes cordilleras de este último tipo (fig. 118).

Debemos mencionar aún la existencia, junto con las fajas magistrales orogénicas de los océanos, de estructuras de segundo orden de un tipo semejante, sus ramificaciones. Tales estructuras se han establecido, en particular, entre el dorsal Pacífico Oriental y el litoral de las Américas Central y del Sur, en las regiones del golfo de Panamá y del Chile Central, en los mares de Skosh, del Labrador y de Tasmania.

Las plataformas, o placas, oceánicas (*PO*) (el término «talasocratones» ya está en desuso) ocupan los tramos del lecho oceánico intermedios entre las cordilleras medianas (FOO) y el talud continental o, en caso de profusión de una zona transitoria entre el continente y el océano, el margen exterior de las fosas oceánicas. En el océano Pacífico la PO ocupa la posición central y constituye la mayor parte de su área como un todo único y compacto[1]). En los océanos Atlántico e Indico se manifiestan, conformemente, dos (Atlántica Occidental

[1]) Fuera de esta PO Pacífica Central queda sólo la región entre la cordillera Pacífica Oriental y las Américas Central y del Sur, dividida por las ramificaciones de esta cordillera en varias placas independientes.

y Atlántica Oriental) y tres (Indica Occidental, Indica Oriental e Indica Meridional) PO, las cuales tienen contornos bien complicados. En el océano Glacial Artico a la categoría de las PO con seguridad podemos referir sólo las hondonadas de Nansen, Amundsen, Makárov y Beaufort (Canadiense), que, siendo de dimensiones relativamente pequeñas, representan por sí, efectivamente, formaciones de menor rango (véase más abajo.)

La superficie de las PO se distingue por un relieve casi completamente llano (llanuras abisales) o de colinas (llanuras montuosas). Las llanuras abisales suelen estar cubiertas de sedimentos formados aportándose el material continental por torrentes turbios y corrientes de fondo. Las llanuras montuosas deben su fracturación a los procesos de actividad volcánica: las colinas y montañas son volcanes monogénicos activos o apagados (en gran parte); estos últimos suelen ser sobreedificados por arrecifes de coral. Las crestas cortadas por abrasión y que se hallan bajadas a profundidades considerables, se denominan guillotes. Las llanuras colinosas cubiertas de guillotes gozan de amplia difusión en el Pacífico, en sus partes central y occidental. El fondo de las llanuras, es decir, la superficie media de las PO, se dispone a una profundidad de 5—6 km, ascendiendo a veces hasta los 4 km o bajando casi hasta 7 km. No obstante, a las PO también pertenecen grandes elevaciones lineales e isométricas, que perturban la monotonía del relieve y de la estructura: cordilleras, mesetas-horsts y colinas-bóvedas, las cuales dividen el espacio ocupado por la PO en hondonadas oceánicas aisladas, por ejemplo, la Noroeste y la Noroeste en el Pacífico, la Norteamericana, la Argentina, la Canaria y la de Angola en el Atlántico, la de Somalía, la de Madagascar en el Indico, la de Nansen y la de Beaufort en el Océano Glacial Artico. Estas hondonadas son la parte más típica de las PO, mientras que los tramos solevantados aparecen anómalos, tanto por el relieve como por la constitución de la corteza.

G. B. Udíntsev destacó las hondonadas oceánicas en el «Mapa tectónico de Eurasia» (1966) denominándolas *placas oceánicas*; un poco antes V. E. Jain (1964) les dio el nombre de *talasosineclisas*, atendiendo a su forma general cóncava. Dentro de los límites de las PO la corteza tiene potencia y composición de asombrosa persistencia: el espesor de la primera capa (los sedimentos incoherentes y débilmente compactados de la edad cenozoica y mesozoica tardía), como regla, es de unas pocas centenas de metros (la potencia modal de todo el área de los océanos Pacífico e Indico es de 300 m), el espesor de la segunda capa (los mantos basálticos con interestratificación sedimentaria subordinada) es del orden de 1,5 km, la potencia de la tercera capa es de unos 5 km. Respectivamente, la divisoria de Moho se encuentra a profundidad de unos 11—12 km bajo el nivel del océano y el grosor de la corteza resulta ser de cerca de 6 km. El paralelismo de las superficies superior e inferior de la corteza oceánica pone de manifiesto que las PO realmente son delgadas placas corticales de descanso casi horizontal, al tiempo que la composición homogénea de

sus estratos constituyentes se demuestra por la constancia de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas: en el techo del manto, como promedio es de 8 km/s (7,7—8,3), en la tercera capa medianamente es de 6,7 km/s (6,5—7), en la segunda es de hasta 4,5—5,5 km/s. A diferencia de los dorsales oceánicos las PO son casi asísmicas.

Como hemos señalado, la monotonía de constitución de las PO se altera por elevaciones lineales e isométricas, las cuales, sin embargo, ocupan sólo una porción relativamente insignificante de su área. *Las elevaciones lineales*, por lo general, tienen dimensiones más grandes: su longitud a veces alcanza varios miles de kilómetros, siendo su anchura de unas centenas de kilómetros; se alzan a 2—3 km sobre el nivel de las hondonadas, próximo al nivel medio de las PO, irguiendo sobre el nivel del oceáno aisladas cúspides de origen volcánico. Entre las elevaciones lineales se distinguen dos tipos: 1) *elevaciones en bloques* y 2) *elevaciones volcanógenas*. Ambos tipos se hallan ligados con fallas profundas, así que las diversidades existentes entre éstos se explican sólo por la edad de la actividad volcánica; de aquí es sumamente natural la presencia de variedades transitorias.

Un notable ejemplo de las elevaciones del primer tipo es el cordón Indico Oriental, que se extiende casi exactamente a lo largo del meridiano 90 de longitud este desde el décimo grado de latitud norte hasta el trigésimo cuarto grado de latitud sur, es decir, casi 2,5 mil km, siendo la anchura no más que 150—200 km. Más al oeste, también en el océano Indico se observa una cordillera paralela más corta, la Maldiva, coronada por los archipiélagos de las islas Maldivas, Laquedivas y Chagos y lindante en el norte con la península de Indostán. Es curioso que ambas cordilleras van acompañadas a sus pies orientales por fosas de exiguo ancho y de carácter manifestamente disyuntivo. En el océano Atlántico son de dicho tipo la cordillera de la Ballena y la cordillera que va en dirección paralela entre la hondonada de Angola y la de Guinea; estas cordilleras unen el dorsal Atlántico Mediano con la periferia del continente africano; en el océano Pacífico lo son la cordillera de Cocos, la Karnechi y la Nasca en su parte sudeste entre el dorsal Pacífico Oriental y el continente de Sudamérica, así como también la cordillera Noroeste (las montañas Imperiales) y su prolongación septentrional, o sea, la cordillera de Obruchev. Las partes cimeras de las elevaciones en bloques son relativamente planas, los pendientes es frecuente que son asimétricos. Según muestra el ejemplo de la cordillera Maldiva, la superficie M bajo las cordilleras en bloques está encorvada a unos 17—20 km, siendo aumentada la potencia tanto de la capa basáltica (hasta los 10 km) como de la segunda capa (de hasta 5 km). Por consiguiente, las cordilleras en bloques tienen raíces.

El segundo tipo de las elevaciones lineales de las PO, que son las *elevaciones volcánicas* (caballones, según G. B. Udíntsev), es de difusión singularmente amplia en el océano Pacífico, donde a este tipo se refieren los cordones subácueos Hawai, de Tuamotu, Lyne, Markus—Necker y muchos otros, frecuentemente coronados de archipiélagos de islas volcánicas y atolles. En el océano Indico al tipo de elevaciones volcánicas pertenece la cordillera de Kerguelén. Con el ejemplo de la elevación de Hawai y de la de Lyne, acompañadas de zanjas periféricas, se ha establecido que las elevaciones volcánicas también están compensadas isostáticamente por el encorvamiento de la superficie M, es decir, ellas también poseen raíces. Ade-

más de estas elevaciones volcánicas lineales, existen elevaciones más o menos isométricas, por ejemplo, la de Azores, la de Madera, la del Cabo Verde en el océano Atlántico.

Las elevaciones avolcánicas, isométricas de las PO (las elevaciones interiores de la placa, según H. Menard) se distinguen por dimensiones menores que las de elevaciones lineales: su área es de $n \cdot 10^5$ km^2 y el alzamiento sobre el fondo de la PO es de 1 a 3 km. Estas elevaciones todavía se pueden denominar *bóvedas intraoceánicas*. Entre ellas figuran en el océano Pacífico los oteros de Shatski, Manijiki, Euanripica, etc.; en el Atlántico, el Bermudo, el del Río Grande, el de Sierra Leona, etc.; en el Indico, la meseta Kroze; en el Artico, la penillanura de Ermak.

Como ha mostrado la perforación profunda en la cordillera Indica Oriental y en la cordillera Noroeste del océano Pacífico, la diferencia entre las cordilleras y elevaciones volcánicas y las avolcánicas consiste en lo fundamental en que en las últimas la actividad volcánica cesó en el tiempo preneogénico o mucho antes, así que en sus límites las construcciones volcánicas ya se han cubierto primeramente de rift y después de sedimentos de aguas profundas.

Un tipo más de las elevaciones de las PO son los *caballones marginales*. Representan en sí alzamientos anchos (de 300—400 km) y suaves (de 200—400 m sobre el nivel de las PO contiguas) del fondo oceánico. Ocupan una posición limítrofe entre las PO y las fosas oceánicas de las márgenes continentales y en su origen son vinculadas estrechamente con las fosas oceánicas, más exactamente, con todo el sistema fosas oceánicas—arcos insulares (o las estructuras montañosas periféricas de tierra firme del tipo de los Andes). Mientras que las fosas oceánicas se distinguen por el profundo encorvamiento de la superficie M, por debajo de los caballones marginales la divisoria M resulta solevantada. La corteza conserva su potencia oceánica normal, en tanto que el manto superior, según ciertos datos, está compactado (las velocidades de las ondas longitudinales son de 9,0—9,1, según G. B. Udíntsev). En correspondencia, sobre los caballones marginales se observan altas anomalías positivas de la fuerza de gravedad.

Al pasar de las placas de plataformas oceánicas al talud continental, a profundidades de 2 a 5 km, cobran desarrollo las zonas peculiares de *pies continentales* (continental rise), bandas de acumulación de los sedimentos «sobrantes», arrastrados desde el shelf por los torrentes turbios y redistribuidos por las *corrientes de contorno*, que se dirigen a lo largo de los pies continentales (de acuerdo con esto entre sus sedimentos se distinguen los turbiditas y conturitas). Es sumamente natural que los sedimentos más potentes se formen en primer lugar enfrente de las desembocaduras de grandes ríos como el Amazonas, Congo, Niger, Magdalena, Mississippi, Ganges, Indo y Nilo. Allí la anchura de los pies continentales llega en ocasiones a los 1000 km a la vez que la potencia de los sedimentos, a muchos miles de metros.

Por fin, se debe señalar que las plataformas oceánicas, al igual que los dorsales medianos oceánicos, se cortan por las zonas de grandes disyunciones transoceánicas. Semejantes fallas, remarcables por su enorme extensión (de hasta 3—4 km), por su paralelismo con iguales intervalos (de 1000—1500 km) de dirección sublatitudinal, fueron descubiertas por primera vez en la parte noreste del océano Pacífico, entre la región de las islas Hawai y las Américas Norte y Central (las fallas de Mendocino, Pioneer, Clarión, Klipperton), y después en su parte sureste. Con menor claridad se patentizan en otras regiones del océano mundial, donde ellas no cabe duda que existen: por ejemplo, a lo largo de las montañas subácueas de Kelvin en el norte de la hondonada Norteamericana, en la latitud del golfo de Guinea o a lo largo de las islas de Trinidad y Martín aproximadamente a los 20° de latitud meridional en la hondonada Brasileña del océano Atlántico. Estas fallas se destacan en el relieve por altos y abruptos escalones (de hasta 1,5 km) o, por el contrario, por angostas grietas y fisuras o, en todo caso, por un relieve fuertemente accidentado. En su dirección se ubican los volcanes, que a trechos sobresalen como islas volcánicas (las islas Clarión y Klipperton, Sala—y—Gómez a lo largo de las fallas homónimas, la Revillagigedo a lo largo de la falla Clarión, etc.). La mayoría de las fallas profundas se reflejan muy patentemente en el campo magnético: en su dirección se desplazan las zonas de anomalías bandeadas, tan típicas para los océanos; según la opinión de muchos investigadores, partiendo de V. Vaquieau, este desplazamiento se indica por las fallas laterales con la amplitud que alcanza, por ejemplo, para la disyunción de Mendocino, unos 1160 km. La constitución de la corteza e incluso la densidad del techo del manto por ambos lados de las fallas manifiestan con frecuencia notables diferencias, lo que se refleja naturalmente en el campo gravitacional; también varía la potencia de la capa sedimentaria (V. V. Zdorovenin). Todo lo dicho muestra que las zonas de fallas, que examinamos, son un elemento estructural de importancia no sólo de las plataformas oceánicas, sino que de los océanos en su conjunto.

§ 2. El problema del origen de los océanos

La solución del problema planteado requiere ante todo el conocimiento de la edad del océano. Entretanto los datos directos respecto a esta materia fueron muy escasos antes que apareciera la perforación de profundidad.

En estas condiciones era comprensible la existencia de opiniones muy diversas respecto al tiempo de formación de los océanos. Estas opiniones se pueden unir en tres principales concepciones, que incluyen diferentes variantes.

La primera concepción admite que *todos los océanos*, es decir, las cuencas de aguas profundas con el tipo oceánico de constitución de

la corteza, *surgieron al mismo comienzo del estadio geológico de desarrollo de la Tierra*. En esta concepción los océanos contemporáneos se consideran como relictos del océano primario, que cubría toda la superficie de la Tierra antes de que se formaran los continentes en los tramos afectados por el proceso geosinclinal. Partidarios de dicha concepción, que durante mucho tiempo predominaba en la América del Norte, son en la URSS N. P. Vasilkovski, O. K. Leóntiev, V. I. Popov, y en el extranjero P. Fourmarier.

Esta concepción no encuentra dificultades en la explicación de la formación de las cuencas oceánicas por cuanto las considera originarias. El proceso de formación de los continentes en lugar de los océanos corresponde a la principal dirección evolutiva de la litosfera (oceáno—geosinclinal—continente) y en esencia es bastante evidente. No obstante, es necesario hallar la explicación del hecho de que el desarrollo de la corteza terrestre debiera transcurrir, desde el punto de vista en cuestión, de modo extraordinariamente irregular: muy acelerado dentro de los límites de los continentes de hoy y muy retardado en los límites de los océanos. Pero las principales objeciones se reducen a las dos. Primero, según los datos de la perforación en aguas profundas, en la composición de la capa sedimentaria oceánica no hay antiguos depósitos del jurásico superior (en el océano Pacífico en un solo tramo queda lugar para formaciones más antiguas, más bien, también mesozoicas); además, la edad de la segunda capa no es más antigua en mucho de la de los sedimentos basales de la primera capa. Segundo, los resultados de la paleobiogeografía testimonian de modo decisivo a favor de la existencia de los supercontinentes Lavrasia y Gondwana ya en el paleozoico tardío y en el mesozoico inicial.

De acuerdo con *la segunda concepción*, fundada por primera vez sobre el gran material geológico de H. Stille (1946), *los océanos se dividen por su edad en dos grupos: antiguos y jóvenes*. A los antiguos, «proocéanos» (Urozeane), se refiere el Pacífico y a los jóvenes (Neuozeane), todos los demás. Esta concepción es compartida por muchos investigadores soviéticos, en particular, por M. V. Murátov y Yu. M. Puscharovski, y por varios científicos del extranjero. En la concepción dada hace falta explicar el mecanismo de formación de las jóvenes cuencas oceánicas. Se considera que su edad es del paleozoico tardío y del mesozoico antiguo; se admite que unos tramos surgieron antes y otros, más tarde. A esta opinión dualística respecto a la edad y el origen de los océanos contradice esencialmente el hecho de constitución idéntica de la tectonosfera y, sobre todo, de una misma edad de la capa sedimentaria dentro de los límites de todos los océanos; las diversidades que observamos (en la densidad media del manto superior, en el carácter de los dorsales medianos) son de valor relativo.

La tercera concepción, acerca de la juventud de los océanos, es opuesta a la primera. Conforme a la misma, desarrollada en la URSS del modo más consecuente por V. V. Beloúsov, todos los océanos son

jóvenes, se formaron no antes de fines del paleozoico (¿el océano Pacífico?) y, en lo fundamental, a principios del mesozoico en el lugar de la corteza continental. El comienzo de la formación de los océanos corresponde, por consiguiente, a una nueva etapa de evolución de la corteza, cuando el acrecentamiento de su capa granítica se sustituyó por su desmoronamiento, la «continentalización» por la «oceanización». En dicha concepción requiere su esclarecimiento el mecanismo de oceanización: la formación de la fina corteza oceánica «sin granito» en el lugar de la continental, compuesta a medias por material granítico; en esto radica su principal dificultad.

Es posible y, como mostraremos a continuación, se presenta más verosímil un cuarto punto de vista más, intermedio entre el segundo y el tercero. De acuerdo con esta hipótesis, todos los océanos, incluyendo el Pacífico, son de formación nueva, lo que concuerda con la semejanza de su constitución; pero el surgimiento del océano Pacífico se considera como manifestación de una fase más antigua de la formación de los océanos, más bien, de la fase proterozoica media o tardía. A esta fase podemos referir asimismo el surgimiento de algunos otros océanos, desaparecidos más tarde. De esta forma, en la historia de la Tierra pudiera haber no una, sino varias épocas de «oceanización», que sustituían regularmente a los períodos de acrecentamiento de la corteza continental.

La cuestión de la edad de los océanos no se debe confundir con la de la envoltura ácuea en general. Originariamente la hidrosfera se consideró como engendro del estadio pregeológico de desarrollo de la Tierra, como resultado de la condensación de los vapores de agua, que envolvían la Tierra fundida. Con el cambio de las cosmogonías «calientes» por las «frías» esta opinión cedió lugar a una otra, según la cual el agua y la atmósfera son productos de la desgasificación del manto, derivados de los procesos volcánicos que han creado la corteza terrestre. Sin embargo, aunque partiendo de este punto de vista, el cual admite en esencia el reabastecimiento ininterrumpido de la hidrosfera en todo el transcurso de la historia de la Tierra, debemos reconocer que su volumen principal fue formado en los estadios más antiguos de desarrollo del planeta y que a fines del precámbrico antiguo (2,5 mil millones de años atrás) el volumen de la hidrosfera debiera formar no menos de un 55% del contemporáneo. A esta evaluación se puede llegar partiendo de la conjugación entre el agua segregada y el volcanismo del manto basáltico, asimismo de la correlación de potencia existente entre la capa basáltica de la corteza continental, que tiene una edad notoriamente precámbrica antigua e incluso arcaica antigua en las plataformas antiguas, y la capa basáltica, más joven, de los océanos y mares de la zona transitoria de los océanos a los continentes (A. B. Rónov, A. A. Yaroshevski, 1967). Realmente esta cifra se debe aumentar hasta el 62% e incluso 70%, puesto que al volumen de los productos del vulcanismo precámbrico antiguo se añade por lo menos la mitad del espesor de la capa basáltica de la zona transitoria (la corteza de los arcos insulares) y la mitad del espesor de la capa granítica de la corteza continental, capa que también consta en alto grado de vulcanitas antiguas. Esto quiere decir que a principios del arcaico la potencia del manto acuático (desde luego si era por entero el producto de desgasificación del manto superior) pudiera ser del orden de 1,8—2 km. Es curioso que la profundidad indicada del océano primario («Pantalasa») corresponde aproximadamente al nivel de cambio de la corteza continental por la oceánica en los mares y océanos actuales. A fines del precámbrico antiguo, cuando se inició el aislamiento de las plataformas continentales, el manto acuático de la Tierra (a condición de que su volumen fuera igual al

contemporáneo) pudo tener su promedio ya cerca de unos 2,5 km. A partir del final del proterozoico, pese a la actividad volcánica que proseguía, el volumen de la envoltura acuática no pudo cambiar esencialmente, ya que esto hubiese conducido a notables cambios de su composición, lo que es rechazado de modo perentorio por los geoquímicos (M. G. Valiashko y otros) y hubiese causado el perecimiento de la fauna marina. Las oscilaciones del nivel oceánico en el fanerozoico y posiblemente ya desde principios del neogeno no pudieron superar unas pocas centenas de metros[1]), ya que de lo contrario la tierra emergida periódicamente se habría inundado prácticamente casi por completo y no habrían existido condiciones para el desarrollo de la flora y fauna terrestre.

Los testimonios geológicos acerca de la edad de los océanos los ha generalizado H. Stille (1946), después M. V. Murátov (1957), V. E. Jain (1961) y V. V. Beloúsov (1968). Estos datos conducen a la conclusión unívoca de que los océanos Atlántico, Indico, Meridional y Artico son secundarios y jóvenes. Esto es atestiguado por el corte bruscamente discordante de las estructuras plegadas de distinta edad, desde la precámbrica hasta la paleozoica tardía, por los contornos de los océanos; asimismo dan testimonio el carácter de falla de la transición desde el continente hacia el océano, establecido con especial nitidez a lo largo de los taludes continentales del Atlántico del Norte, la profusión de las huellas de la glaciación del paleozoico tardío dentro de los límites de los continentes australes e Indostán, la cual en varios casos indica que los glaciares se mueven desde el océano contemporáneo, la comunidad de la fauna y flora terrestre de los mismos continentes (señalemos el reciente descubrimiento en la Antártida de la fauna triásica de anfibios y reptiles, común con la del Africa del Sur e Indostán, el establecimiento en los litorales atlánticos de la América del Sur y de Africa de una fauna idéntica de crustáceos de agua dulce de fines del jurásico y de principios del cretáceo).

Otro cuadro se dibuja para el océano Pacífico, aunque en ciertos tramos de sus litorales, sobre todo en la región de Méjico, Perú y Chile, la juventud de la costa contemporánea no provoca ninguna duda, al igual que la juventud y el origen secundario de los mares marginales de Asia y Australia. Sin embargo, en conjunto el océano Pacífico está inscripto de modo concordante en el anillo geosinclinal plegado del Pacífico, lo que evidencia su desarrollo sincrónico. De ahí que la edad del océano Pacífico o, en todo caso, el aislamiento del correspondiente megabloque de la tectonosfera deben coincidir con el comienzo de la formación del anillo del Pacífico, o sea, del sistema de los pandeos geosinclinales de la periferia del océano Pacífico, orientados en dirección paralela a la misma. Se ha determinado que estos pandeos surgieron en Asia, Norte- y Suramérica en el proterozoico tardío y en Australia, en el proterozoico medio. Partiendo del proterozoico tardío, la distribución de los mio- y eugeosinclinales en el anillo del océano Pacífico corresponde a la contemporánea: los miogeosinclinales ocupan la parte exterior del anillo, orien-

[1]) Según los datos actuales, no superaron los 300 m.

tada hacia la plataforma continental, y los eugeosinclinales, la interior. Finalmente, en la parte más interior del anillo, adyacente directamente al océano, están difundidos en forma de una cinta discontinua los pandeos, cuyo llenado del paleozoico y mesozoico descansa inmediatamente sobre la corteza de tipo oceánico. Estos pandeos fueron destacados y descriptos por N. A. Bogdánov (1969) bajo la denominación de *talasogeosinclinales*. Con la existencia de éstos se establece de una manera cierta la edad mínima del océano Pacífico desde los fines del paleozoico; entretanto los indicios enumerados con anterioridad testimonian a favor de un tiempo más antiguo de su formación: desde el proterozoico medio o principios del tardío.

El análisis de la estructura precámbrica de los continentes nos da un material complementario para juzgar sobre las fases iniciales de desarrollo de los océanos.

Al analizar la distribución de las direcciones de los estratos arcaicos (fig. 118) podemos cerciorarnos de que en algunas regiones ellos se acercan a las costas de los océanos actuales en dirección perpendicular a las mismas. La discordancia en rumbo más brusca es la de las masas arcaicas (y del proterozoico inferior) del macizo de Leona—Liberia y del litoral norte del golfo de Guinea, la de las formaciones arcaicas del escudo Australiano Occidental y del litoral meridional de la Australia Occidental, etc. Por otra parte, las rocas arcaicas de Wyoming, de la provincia del lago Superior del escudo Canadiense, de Groenlandia, de la Escocia Noroeste, del escudo Báltico en un arco débilmente convexo hacia el norte y que atraviesa el océano Atlántico. El extremo occidental de este grandioso arco se apoya en el sistema geosinclinal de las Cordilleras Norteamericanas, parte integrante del anillo del océano Pacífico. Su extremo oriental, atravesando la placa Rusa y los Urales se observa, por lo visto, en la parte noreste de la plataforma China, en el escudo Chino-Coreano, cuyas capas arcaicas de rumbo sublatitudinal se acercan a la parte occidental del anillo del Pacífico.

En América del Sur las masas arcaicas (y del proterozoico inferior), que integran el escudo de Guayana, se caracterizan por tener un rumbo próximo al latitudinal. En esta dirección ellas en el este son cortadas de modo discordante por la costa del océano Atlántico y en el oeste se insinúan bajo el sistema geosinclinal plegado de los Andes, que es otro eslabón del anillo del Pacífico. Todos estos datos permiten llegar a la conclusión de que el océano Pacífico, con respecto al plano arcaico de constitución de la corteza terrestre, es una estructura superpuesta y, por consiguiente, más tardía; esto es más aún evidente para el resto de los océanos.

El análisis análogo de la distribución de los rumbos de las capas de formaciones proterozoicas inferiores (fig. 119) lleva a una conclusión próxima, aunque en ciertos tramos se establece una concordancia mucho mayor entre estos rumbos y los contornos de los océanos contemporáneos. Así son las cosas en el litoral oriental de Africa, en la faja de Mozambique, donde sus formaciones ya cobran dirección meridional, sobreponiéndose de modo bruscamente discordante en las capas arcaicas de rumbo latitudinal y transformándolas. Un cuadro parecido se observa en la cordillera de los Gates Orientales, en el litoral oriental de Indostán y, asimismo, en parte, en el litoral occidental y meridional de la Australia Occidental. Pero todas estas estructuras es posible que más bien se refieran al proterozoico medio que al antiguo y en la mayoría de ellas tuvo lugar no tanto el surgimiento de nuevos sistemas geosinclinales como una transformación orogeno-metamórfica de complejos más antiguos.

Despierta la atención el hecho de que la parte oriental, americana, del anillo del Pacífico está superpuesta con las estructuras del precámbrico inicial con un grado mucho mayor de discordancia que la occidental, asiático-australiana Esto puede indicar, primeramente, que la mitad occidental del anillo

se formó algo antes que la oriental y, en segundo lugar, que la disimetría, propia del franjeamiento activo del océano Pacífico, en este caso, una anchura más notable en el oeste que en el este, ya se esbozó en el precámbrico tardío.

A partir del proterozoico tardío (fig. 120), se dibuja un nuevo plan estructural de la corteza terrestre, respecto al cual los océanos ya ocupan, como veremos a continuación, una posición sumamente concordante. Este plan se caracteriza ante todo por el surgimiento de la faja activa circular del océano Pacífico y, probablemente, de la cuenca del Pacífico, dividida la litosfera en bloques (hemisferios)

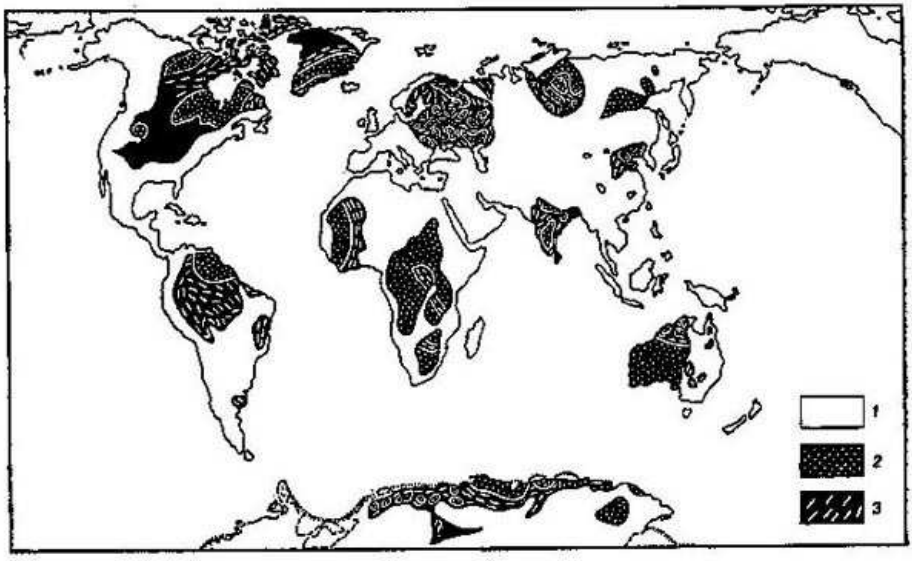


Fig. 119. Estructuras del proterozoico antiguo de la corteza terrestre
1—salientes del fundamento del precámbrico inicial; *2*—bloques-macizos medianos de consolidación epiarcaica; *3*—sistemas geosinclinales del proterozoico antiguo

oceánico y continental. El bloque continental, originariamente (el proterozoico medio y el comienzo del tardío) único, luego se desmiembra en una red de fajas geosinclinales en las series septentrional (Laurasiática) y meridional (Gondwánica) de las plataformas antiguas, fuera de las cuales, aunque tendiendo a la más próxima de éstas, se aislaron las plataformas Hiperboreal y Antártica. Se esbozan cuatro fajas geosinclinales meridionales y tres latitudinales del comienzo del neógeno. Las fajas meridionales son la de las Cordilleras (Oriental del océano Pacífico), la Atlántica, la de los Urales—Mozambique y la Occidental del océano Pacífico (Asiático-Australiana); las latitudinales son la faja Artica, la Mediterránea y la Austral. La faja Mediterránea inicialmente alcanzaba la América del Norte (donde a ella pertenece el sistema paleozoico Uachita), mientras que en el este, en Asia incluye la región geosinclinal Asiática Central (la parte oriental de la faja compleja de los Urales—Ojotsk, o sea, de

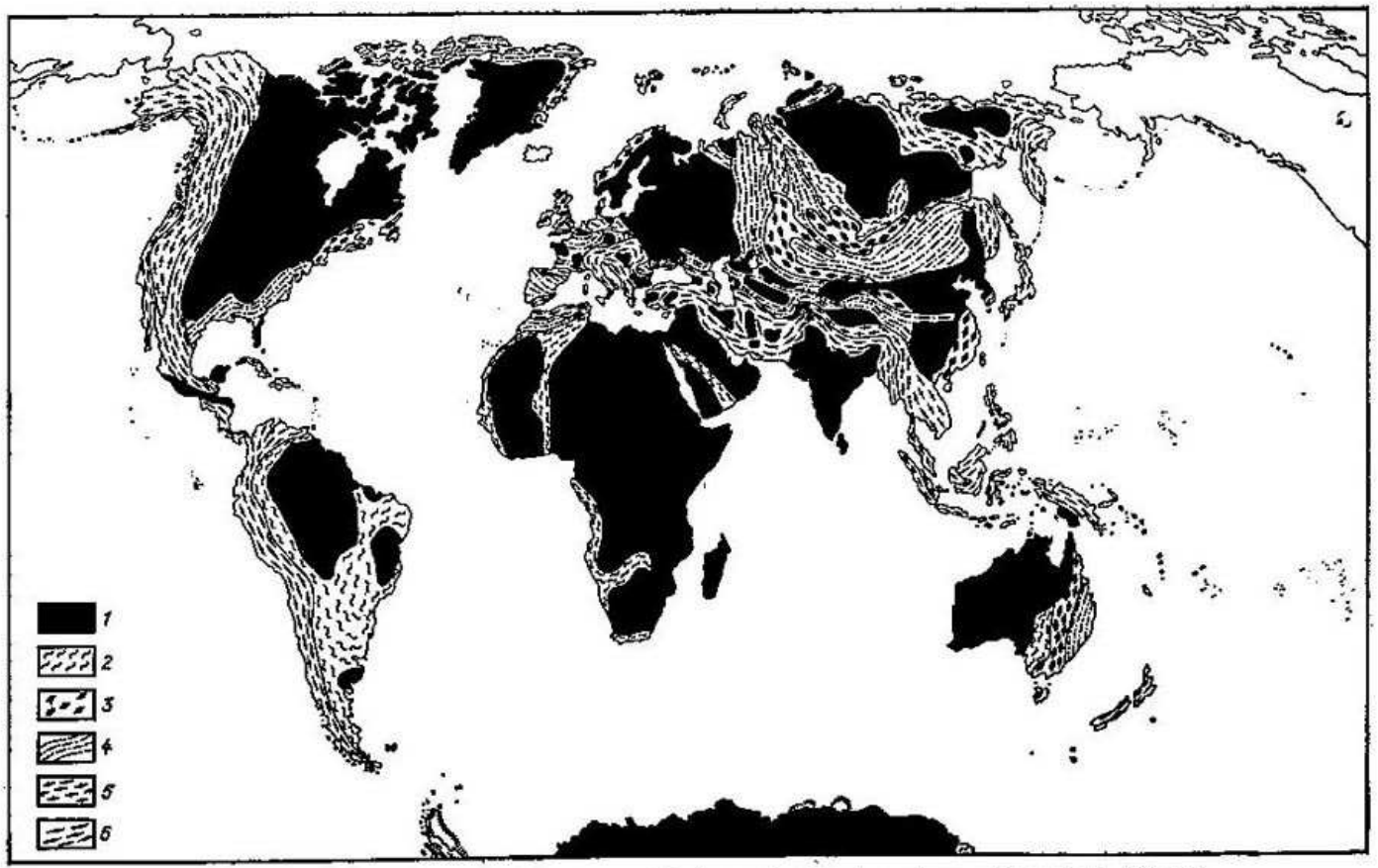


Fig. 120. Sistemas plegados del neógeno (el plan estructural contemporáneo de la Tierra)
1—plataformas continentales antiguas; *2*—baikalitas; *3*—kaledonitas; *4*—hercinitas; *5*—kimmerigitas; *6*—alpinitas

los Jrales—Mongolia, según M. V. Murátov). La faja atlántica en el proterozoico tardío se extendió lejos hacia el sur a lo largo de los litorales atlánticos de Sudamérica y Africa; la faja de los Urales—Mozambique también perdió su unidad a fines del proterozoico debido a la superposición de la faja Mediterránea y a la desaparición (ya a principios del paleozoico) de su segmento austral, de Arabia-Mozambique. Es de extraordinaria curiosidad que el tiempo de engendramiento del sistema de las fajas meridionales, por un lado, y de las latitudinales, por otro, es casi el mismo y que el sistema meridional en conjunto es más antiguo que el latitudinal.

En efecto, el comienzo de la existencia de la faja de las Cordilleras tiene data, por el pie de la serie Belt y de la serie equivalente del Gran Cañon de la meseta Colorada, de 1350 millones de años (el comienzo del rifeico medio de la escala geocronológica soviética). Para la parte norteamericana de la faja atlántica se obtiene el valor análogo del tiempo de su formaciòn: la faja grevilleana antecesora de la de los Apalaches, corta de forma discordante en la península Labrador las estructuras de la época tectono-magmática elsgovense con una edad de 1350 millones de años. Con la misma fecha, correspondiente al piso de la serie yurmatina, se determina el surgimiento del sistema geosinclinal Uralense, por cuanto la serie burziana está desarrollada, además, en otro plano y se acuña en los Urales Medios. El desarrollo del geosinclinal del proterozoico tardío de las montañas bajas del Yeniséi comienza en este mismo tiempo. Finalmente, la edad del basamento del sistema Adelaida, que forma parte de la faja Occidental del océano Pacífico, queda determinada por la misma cifra.

En lo que atañe a las fajas latitudinales, su formación comenzó aproximadamente hace 1000—800 millones de años, es decir, a principios del rifeico tardío de la escala soviética. Para la faja del mar Mediterráneo esto se comprueba por el corte discordante, por el contorno austral de la faja, de las estructuras del macizo Tuareg (de Ahaggar) en el Africa del Norte y del sistema de Aravali, rejuvenecido para aquel entonces, en Indostán y, por el contorno septentrional, de las estructuras daldarienses (grenvilleanas) de la parte sur del escudo Báltico. Para la faja Austral los datos más determinados se tienen con referencia al extremo sur de Africa, donde a los pies del capida se conocen las salientes de las estructuras baikálicas latitudinales; más al norte se manifestó el rejuvenecimiento grenvilleano (hace 1000 millones de años) de las estructuras arcaicas, más antiguas (el «sistema Case»). En el litoral de la Antártida entre las baikalidas del sistema Transantártica se han registrado las salientes del basamento grevilleano separadas del complejo baikálico por la discordancia regional. También pocos datos hay por el momento para la faja Artica. Se conoce que en la parte noreste de Groenlandia el basamento del rifeico superior corta de forma discordante los pliegues de las denominadas Carolinidas establecidas por J. Haller; esta discordancia data de 800 millones de años. En la parte septentrional de la isla Ellesmere está desarrollado un sistema de baikalídas, cuyo intervalo de edad todavía no se conoce. Estos datos, pese a que son incompletos, confirman las datas que admitimos anteriormente para las fajas latitudinales.

Desde el punto de vista del problema que nos interesa, es de valor cardinal el hecho de que todos los océanos *«jóvenes» están vinculados, según una ley regular, con las fajas geosinclinales del neógeno esbozadas más arriba.* El océano Atlántico «ha tragado» a las estructuras de la faja Atlántica; el océano Indico, a las de la parte de Arabia—Mozambique de la faja de los Urales—Mozambique; el océano Austral, a las de la faja Austral; el Glacial Artico, a las de la faja Artica en conjunto con la plataforma Hiperboreal, ceñida por la primera en

calidad de macizo mediano. En el lugar de la parte septentrional de la faja de los Urales—Mozambique no se ha formado un océano; a su tiempo V. V. Beloúsov denominó de modo acertado a la cuenca Siberiana Occidental como «océano fracasado». Hoy día esta característica es confirmada completamente por nuevos datos, en primer lugar, por el descubrimiento, en la parte central de la cuenca, de un grandioso graben-rift triásico de dirección paralela a los Urales, persistente en el Kazajstán Central y prosiguiente como falla hasta el lago Baljash. Esta zona de fallas yace en la misma banda que las fallas orientales del océano Indico y coincide en el intervalo con la limitación occidental de la sintaxis del Pamir—Punjab y de la plataforma de Indostán.

Una de las regiones donde las interrelaciones entre las fajas plegadas geosinclinales del neógeno y los océanos aparecen más evidentes, es el Atlántico del Norte. Actualmente la mayoría de los investigadores ingleses y norteamericanos

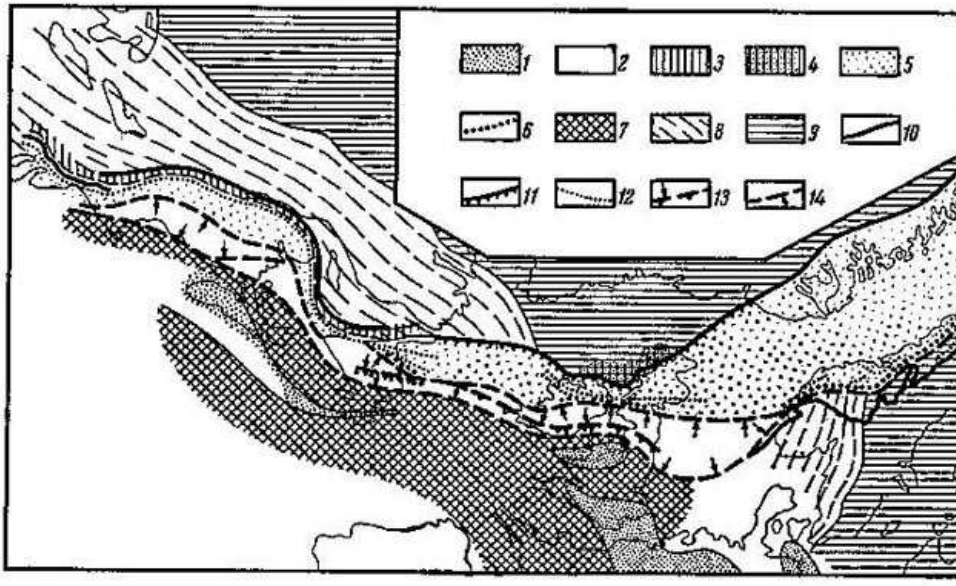


Fig. 121. Zonas estructurales del orógeno combinado caledoniano de los Apalaches (según J. F. Dowey, simplificado)

1—cuencas y pandeos intracratónicos; *2*—zonas paratectónicas encimáticas; *3*—miogeosinclinales (O_{2-3}); *4*—ídem (O_1); *5*—zonas de alto metamorfismo T/P O_1; *6*—fajas ofiolíticas O_1 (bajo metamorfismo T/P); *7*—el complejo brioverense-mionense del precámbrico tardío; *8*—el complejo grenvillano-gótico; *9*—complejos pregrenvillanos; *10*—*11*—cordilleras marginales: *10*—del silúrico y devónico; *11*—del ordovícico; *12*—fajas de serpentinita del ordovícico antiguo; *13*—arcos insulares; *14*—frontera de la corteza continental
Las flechas en los pp. *17* y *14* indican las direcciones relativas de los movimientos de la corteza oceánica que desaparece en las fosas de aguas profundas en la frontera con los arcos insulares (*13*) y el continente (*14*)

han llegado a la conclusión de la unidad, en el pasado, de los sistemas plegados paleozoicos del este de la América del Norte, Groenlandia y de Europa Occidental; en la literatura aparecen cada vez con más frecuencia las reconstrucciones de esa faja Atlántica Septentrional, otrora única (fig. 121). De elemento de dicha

faja sirve asimismo el sistema de Mauritania—Senegal, que se observa a lo largo del litoral atlántico del Africa Oeste hasta Sierra Leona. En su parte descubierta este sistema está integrado en lo fundamental por baikalidas, pero la manifestación del «rejuvenecimiento» radiométrico herciniano y caledoniano hace creer verosímil el cambio de las baikalidas por las paleozoideas, en dirección del océano contemporáneo, bajo la cobertura del mesocenozoico y dentro de los límites de la periferia subácuea del continente Africano.

Es natural pensar que el inicio del proceso de formación de los océanos fuera el surgimiento de los rifts en el estadio tafrogénico de desarrollo, siguiente a la orogénesis de ciertas partes de la faja Atlántica Septentrional. El estadio tafrogénico comenzó en la parte septentrional, caledoniana, de la faja ya en el devónico, sin finalizar con la oceanización. La «abertura» del Atlántico más nórdica comenzó, probablemente, en el pérmico, cuando se reinició la riftogénesis debido a los movimientos hercinianos tardíos. En la parte austral, hercíniana, de la faja Atlántica Nórdica la riftogénesis, al juzgar por los Apalaches, se manifestó de forma activa en el triásico tardío; es verosímil que después de esto se inició la formación de los océanos, lo que concuerda con los resultados obtenidos por la perforación en el océano.

El Atlantico meridional conserva en sus costas fragmentos de la faja geosinclinal plegada baikálica, la cual completa de forma escalonada a la faja Atlántica Septentrional. Ambas fajas están separadas por un bloque antiguo estable del oeste del Africa Septentrional, denominado por los geólogos franceses cratón Africano Occidental. Al norte este bloque se acuña y ambas ramificaciones de la faja, por lo visto, se reúnen. En la faja Atlántica Meridional la riftogénesis y la formación de los océanos comenzaron sólo a fines del jurásico, es decir, en la época kimmeridgense tardía de tectogénesis y con un atraso muy grande respecto a la orogénesis baikálica. Un retardo algo menor se registra en la faja de Arabia—Mozambique, donde los rifts del canal de Mozambique y, posiblemente, de la hondonada de Somalia del océano Indico empezaron a formarse desde el pérmico, es decir, en la época tectònica herciniana tardía.

Lo dicho nos concede el derecho de hacer constar que *existe una secuencia determinada de desarrollo: orogénesis—riftogénesis—oceanogénesis*; pero entre estadios de este proceso se pueden observar notables intervalos. Sin embargo, el comienzo de la riftogénesis y oceanogénesis, en caso de su retardo, coincide con una de las siguientes épocas planetarias de actividad tecto-magmática. Para la mayor parte del hemisferio continental de la Tierra las épocas más próximas eran la herciniana tardía, la kimmeridgense inicial y la kimmeridgense tardía.

Las zonas más favorables para la formación de los rifts eran, naturalmente, las zonas axiales de las estructuras montañosas plegadas, sometidas a la mayor elevación y, después, a la tracción. No obstante, una disposición más o menos simétrica del océano respecto al eje de la cordillera oceánica mediana, el cual se considera como centro de partida de la formación del océano y de la faja plegada, se observa en el Atlántico del Norte sólo en la región del mar de Noruega. Allí un ala de la faja caledoniana se halla tierra adentro en Groenlandia, a la vez que la otra en Escandinavia, ambas a distancias aproximadamente idénticas con respecto al eje del dorsal mediano. Más al norte, en la región del mar de Groenlandia, el dorsal mediano se acerca muy pegado al ala oriental, presentada por las estructuras de Spitzberg; más al sur, a partir de Islandia, por el contrario, se aprieta

al franjeamiento platafórmico occidental, el cual en Groenlandia hace contacto inmediato con el océano.

En varios casos en las partes centrales de las fajas neogénicas se encontraban macizos medianos integrados en el precámbrico inicial. Ellos pudieron bien conservarse, en el océano de nueva formación, en forma de «microcontinentes», lo que sucedió, por ejemplo, con Madagascar[1]), o bien quedarse en uno de sus lados, como ocurrió, por lo visto, en el sudoeste del Atlántico del Norte, en la región de la llanura Periatlántica y de Florida («borderland Apalachia»).

Hay bastantes razones para creer que la formación de los océanos corresponde no sólo a los estadios finales de desarrollo de las fajas activas geosinclinales, sino también a sus estadios iniciales, es decir, que el desarrollo sigue el ciclo océano—faja geosinclinal—faja orogénica—océano. Recordemos que en la obra clásica de E. Haug, que dio comienzo a la contraposición de los geosinclinales y las plataformas, las plataformas se identificaron con los continentes, y los océanos, con los geosinclinales. El océano Atlántico se consideró como «modelo» del geosinclinal, mientras que su dorsal mediano se asemejaba a los geoanticlinales surgidos por entre geosinclinales. En su evolución posterior la doctrina de los geosinclinales se apartó de la concepción de Haug. Se llegó a considerar que los geosinclinales contemporáneos se hallan en las márgenes de los continentes e incluso dentro de ésios, y los sedimentos geosinclinales ya se consideraron específicos de aguas someras. De acuerdo con esto resultaba que entre los conceptos de océano y geosinclinal no había nada en común. Pero en el último decenio tuvo lugar un viraje significativo. Ya muchos investigadores reconocieron el carácter de aguas profundas de los pandeos geosinclinales, así como el tipo oceánico de constitución de su fondo y consideraron las fajas ofiolíticas de los sistemas geosinclinales alpinos y más antiguos como relictos de la corteza oceánica. En la literatura soviética semejantes opiniones las enunció por primera vez A. V. Peive (1969) y lo desarrollaron los colaboradores del Instituto Geológico de la Academia de Ciencias de la URSS.

Si nos dirigimos al ejemplo clásico del océano Atlántico, como señalamos en el capítulo VI (§ 5), en el presente por ambos bordes existen pandeos lineales profundos llenos de potentes sedimentos (de hasta 10—12 km) del mesozoico y cenozoico. Muchos investigadores comparan esos pandeos con los miogeosinclinales del pasado geológico. Al mismo tiempo el corte de la corteza del dorsal mediano Atlántico es idéntico en mucho a los cortes de las zonas ofiolíticas de los geosinclinales antiguos, por ejemplo, el de los montes Apeninos (A. V. Peive y otros). Si concebimos la intensa compresión ulterior del espacio ocupado por el Atlántico, podemos obtener un cuadro que evoca con precisión la estructura constitutiva de muchas fajas geosinclinales plegadas. De tal forma, la faja atlántica del paleozoico inicial bien pudo formarse en lugar del océano surgido a mediados del proterozoico tardío. Según J. F. Dewey (1969), quien elabora

[1]) A la misma categoría pertenecen las cordilleras subácueas de Lomonósov y de Mendeléiev en el océano Glacial Artico.

estas ideas, éste era originariamente un océano del tipo atlántico, o sea, limitado por fallas profundas, después se hizo un océano del tipo del Pacífico, con desplazamientos sobreprofundos, esto es, zonas de Benioff periféricas (fig. 122).

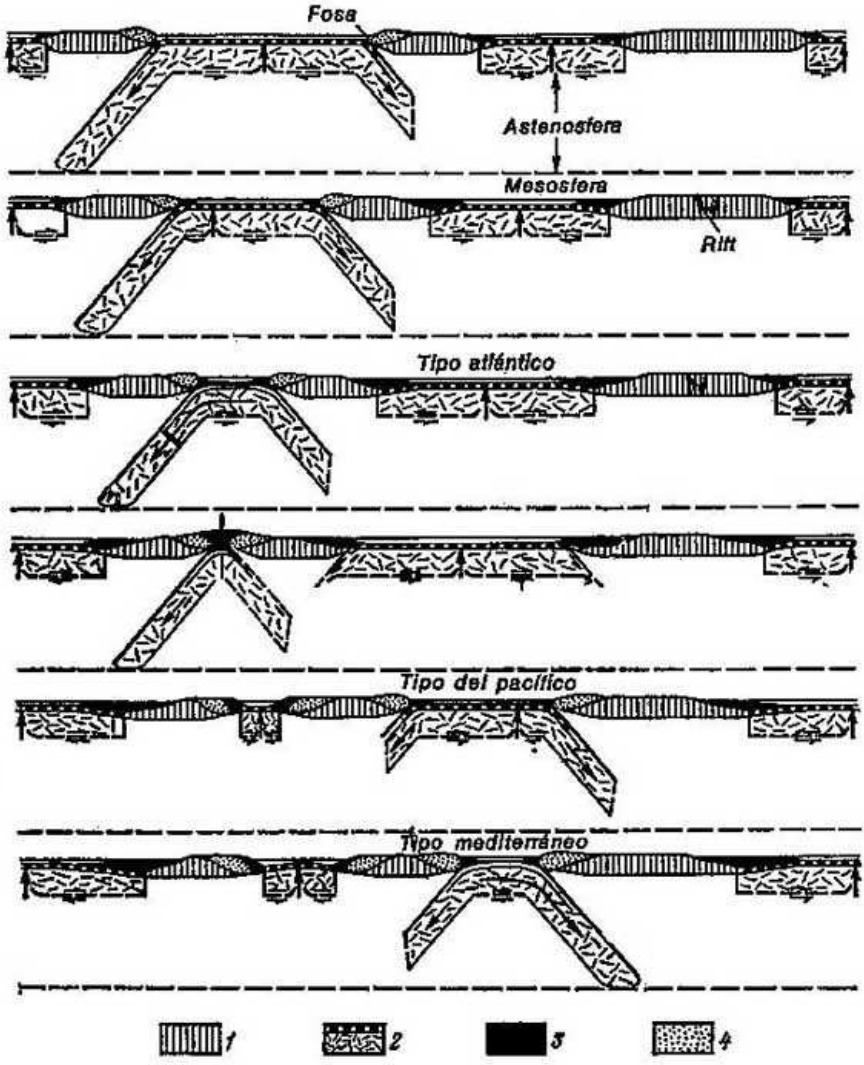


Fig. 122. Perfiles esquemáticos que muestran las interrelaciones supuestas entre las placas, océanos, continentes y fajas orogénicas (según J. F. Dewey, algo simplificado)

1—corteza continental; *2*—corteza oceánica; *3*—miogeosinclinales; *4*—orógenos

Razonamientos análogos son aplicables asimismo a otros océanos «jóvenes». Por lo tanto, en el proterozoico tardío, presumiblemente, en pos de la formación del océano Pacífico, pudieran surgir otros va-

rios océanos o mares del tipo del Mediterráneo, los cuales a continuación dieron origen a las fajas geosinclinales y, después, a las fajas plicativas montañosas. Uno de esos océanos, o más bien, casi océanos, pudiera ser el Tetis. La renovación de las condiciones idénticas o próximas a las oceánicas, era posible a principios de cada nuevo ciclo, reanudándose el hundimiento de turno. En unos casos el proceso acabó con la formación del océano, en otros, es probable que más frecuentes, con la aparición de los sistemas de cuencas con la corteza de tipo suboceánico, una especie de la observada en el Mediterráneo actual. El carácter oceánico de Tetis probablemente se manifestó de forma más ostentosa a mediados del mesozoico.

En lo que refiere al océano Pacífico, en el momento de su formación las fajas que orlan al mismo en el oeste y en el este pudieran ser más o menos paralelas entre sí e incluso servir de alas de una misma faja. De ser así, en aquel entonces éste era un océano del tipo atlántico. En lo sucesivo la parte mediana de la faja pudiera ensancharse considerablemente, transformándose el franjeamiento geosinclinal en estructura anular. Tal vez la formación del anillo fuera acompañada de desgarramientos en el lugar de articulación con la faja de los Urales—Ojotsk, la cuenca inferior del Río Azul, Indonesia, el mar de Bering, el mar Caribe, el mar de Skosh. En adelante el fondo del océano, que estaba en expansión, se desplazó bajo las estructuras de su franjeamiento anular.

Así, en la historia de la Tierra hubo, por supuesto, dos períodos principales de formación de los océanos: uno a principios del neógeno, cuando surgieron el océano Pacífico y posiblemente varios océanos más o casi océanos (el Protoatlántico, Tetis, el océano de los Urales—Ojotsk, etc.), y el otro a fines del neógeno, con el surgimiento o restablecimiento de las condiciones oceánicas dentro de los límites de los «jóvenes» océanos contemporáneos. En el intervalo transcurrió un desarrollo intensivo de las fajas geosinclinales. La expansión del océano Pacífico posiblemente compensó el estrechamiento de los demás océanos proterozoicos (fajas geosinclinales), pero la renovación de éstos causó el avance, en dirección del océano, de los continentes colindantes desde el oeste y, en menor grado, desde el este.

Con la cuestión del origen de los océanos está vinculado íntimamente el problema de la procedencia de las depresiones de los mares interiores y marginales con la corteza del tipo oceánico o suboceánico (el mar Negro, el mar del Japón, etc.). Para estas cuencas, en mayor grado que para los océanos, tenemos los datos determinados acerca de la formación de éstas en el lugar de los macizos continentales, sobre todo, para el mar de Liguria, el mar de Alborán y otras cuencas de aguas profundas del Mediterráneo Occidental, el mar del Japón, etc. Por esta razón no se puede estar de acuerdo con ciertos investigadores quienes continúan manteniendo la opinión acerca de la naturaleza relicta de semejantes cuencas. Los datos geológicos muestran que, a semejanza de los océanos, éstas surgieron en el estadio

postorogénico—tafrogénico de desarrollo de las fajas geosinclinales. En particular, muchas fosas oceánicas de la faja Mediterránea se engendraron en el neógeno, en la fase final de desarrollo de los geosinclinales alpinos; así por ejemplo los mares de Liguria, Tirreno, Alborán, la cuenca de Argel-Provenza.

El dificultoso problema del mecanismo de formación de las depresiones oceánicas se difunde asimismo sobre estas cuencas y se reduce a la cuestión del procedimiento de transformación de la corteza continental en la del tipo oceánico.

Las ideas existentes con respecto a esto se reducen, como es conocido, a dos concepciones principales. La primera de éstas parte del principio de fijismo, o sea, de la constancia de disposición de los fundamentales elementos de la estructura litosférica. Otra expresión de este principio de fijismo es el de herencia. La justeza de estos principios, interrelacionados, fue confirmada en alto grado por el establecimiento de la red planetaria de fallas profundas. Al contrario, el descubrimiento y el estudio del paleomagnetismo, y luego el de las anomalías magnéticas bandeadas de los dorsales oceánicos medianos reforzó las posiciones de los partidarios del movilismo, quienes reconocieron la posibilidad de reemplazos considerables de los bloques de la corteza continental. La segunda concepción sobre la formación de los océanos se apoya en el reconocimiento del movilismo.

A partir de las posiciones del fijismo, el proceso de formación de los océanos se reduce al desplome de la corteza continental que se encontraba en su lugar y a la sustitución de ésta, de uno u otro modo, por una corteza del tipo oceánico. E. Suess y E. Haug no tropezaron con este último problema, ya que desconocían las diferencias existentes entre la corteza continental y la oceánica. Una vez establecidas estas diversidades, el problema se ha agudizado mucho y su solución se busca por vías diferentes. Una de las variantes posibles consiste en *la basificación metasomática de la corteza en el proceso de su hundimiento* (V. V. Tijomírov, A. A. Borísov y otros). Este procedimiento de oceanización sería el más simple y cómodo para explicar la conjugación del adelgazamiento de la corteza consolidada y, sobre todo, de su capa granítica con el aumento del espesor de la capa sedimentaria. Pero él provoca varias objeciones. Si la metasomatosis básica afecta a la capa basáltica, transformándola en rocas de composición ultrabásica, y a la capa granítica, convirtiéndola en rocas básicas, en tal caso no se comprende por qué no se propaga a la capa sedimentaria. No está claro por qué en los pandeos geosinclinales se manifiesta la metasomatosis alcalina, que provoca la granitización mientras que en los terrenos sometidos a la oceanización, la básica. Las ideas de las «soluciones magmáticas pasantes», sobre todo, de las básicas, quedan como muy hipotéticas.

La segunda variante de la oceanización presupone *la «erosión subcortical» de la corteza continental*, efectuada por el magma recalentado, que se acumula a su pie (Gidon, 1963; van Bemmelen, 1969). Semejante erosión puede causar el adelgazamiento de la corteza por

debajo, en primer lugar, a expensas de la capa basáltica, como esto se observa, por ejemplo, en la depresión Húngara. Pero por el efecto de la erosión no se explica el acuñamiento de la capa granítica, siendo conservadas las capas basáltica y sedimentaria, como sucede en la mayoría de los casos, por ejemplo, en el mar Negro. Además, no se comprende de qué modo dicho proceso puede provocar el hundimiento de la superficie terrestre.

La tercera variante de la oceanización, que elaboró con detalle V. V. Beloúsov, prevé el ascenso de enormes masas del magma basáltico desde la capa C del manto superior y la absorción por este magma de la corteza continental con su fundición completa. Como confirmación indirecta de que este mecanismo es fiable puede servir la amplia profusión, en la periferia de los océanos jóvenes y dentro de sus límites (el Atlántico del Norte), de los mantos basálticos, que por su edad (el mesozoico) corresponden aproximadamente al tiempo de formación de los propios océanos. Pero llama la atención la ausencia de las huellas de estadios intermedios, inacabados, de este proceso y la falta de indicios de asimilación del material granítico por el manto y la corteza oceánica. En particular, este hecho es evidenciado por el estudio de las correlaciones isotópicas de las rocas de Islandia. Además, el ahondamiento de los bloques de la corteza siálica en el seno del magma basáltico contradice al principio de la isostasia.

Un embarazo substancial de todas las explicaciones fijistas de la formación de los océanos es la falta de la fuente de las aguas que han llenado las cuencas oceánicas de nueva formación. En efecto, si no hubiera un aumento muy considerable del volumen de las aguas, la formación de las cuencas habría producido un enorme descenso del nivel del océano Mundial y la regresión completa sobre los continentes. Entretanto, en el jurásico tardío y durante el cretáceo (excepto el neocomiense) se registró no una regresión, sino la transgresión, una de las más grandes en la historia de la Tierra. V.V. Beloúsov admite que las aguas en cantidades requeridas fuesen segregadas del magma basáltico en ascenso, lo que debiera ser acompañado por un brusco cambio de la composición salina del océano y tener consecuencias funestas en los organismos marinos, hecho no registrado en realidad.

Debemos señalar todavía dos mecanismos posibles de transformación de la corteza continental en oceánica. El primero de éstos radica en las transformaciones metamórficas a que se someten las rocas de la corteza consolidada bajo la acción de altos flujos caloríficos en los terrenos de orogénesis reiterada. En esas condiciones se puede realizar una diferenciación metamórfica de gran envergadura, que consiste en el ascenso del sílice y álcalis a los horizontes corticales de disposición más elevada y en el agotamiento de estas partes constitutivas y, por consiguiente, en la basificación de los horizontes inferiores. Y, como la parte superior de la corteza, en el ambiente de intensos alzamientos, se elimina gradualmente por denudación, queda la parte inferior, basificada, ya próxima por la

composición a la corteza oceánica, pero distinguida por tener un espesor más potente. La manifestación de un proceso semejante es atestiguado por el confinamiento regular de las zonas de orogénesis recurrente y regeneración metamórfica a las periferias de los océanos jóvenes.

El segundo mecanismo puede ser vinculado con la formación de las capas de bajas velocidades sísmicas y, por consiguiente, de bajas densidad y viscosidad, dentro de los límites de la litosfera: al pie de la capa granítica cerca de la superficie de Conrado y al pie de la capa basáltica cerca de la superficie M. Ultimamente semejantes capas son localizadas en varias regiones. El material de dichas capas, accionado por la carga, que va aumentando, de los sedimentos y por el ascenso del techo del manto, se puede desplazar hacia los lados, adelgazándose en consecuencia las capas granítica y basáltica. En particular, es posible que con esto se explique el acuñamiento (incompleto) de la capa granítica, conservándose las capas sedimentaria y basáltica; este cuadro se registra en los mares marginales e interiores y en las sineclisas profundas de tierra firme cercanas a los cratones, una especie de la Pericaspiana.

Los movilistas proponen una explicación fundamentalmente diferente para la formación de los océanos. Según su interpretación, las cuencas oceánicas se forman como resultado de la abertura de grandes bloques de la corteza continental, lo más probable, en la superficie de la astenosfera. El «hiato» surgido se llena por la corteza oceánica de nueva formación, se acrecienta sucesivamente la fisura originaria, a la cual corresponden los rifts axiales de los dorsales oceánicos medianos.

En los años cincuenta, para la confortación de la tradicional argumentación geológica de «deriva» de los continentes, proveniente ya de A. Wegener, fueron expuestos los datos sobre la diferencia radical en la constitución de la corteza bajo los continentes y bajo los océanos, asimismo los datos del paleomagnetismo; en los años sesenta un nuevo impulso, que contribuyó mucho al refuerzo de las ideas movilistas, fue dado por el descubrimiento de las anomalías magnéticas bandeadas, lineales, en las zonas de los dorsales oceánicos medianos y la hipótesis propuesta para explicarlas por Vine y Matthews y examinada en el párrafo antecedente del presente capítulo. Allí mismo se ha señalado que dicha hipótesis tropieza con ciertas dificultades. Pero el modelo de capas y mantos alternados, que presenta la constitución de los dorsales con una inclinación de los mantos bien hacia el eje (V. V. Beloúsov y A. E. Svetlovski), bien desde el eje de estas cordilleras (D. Wotkins, A. Richardson), tampoco da una explicación suficientemente verosímil a la brusca delimitación de las anomalías magnéticas, a su paralelismo y la simetría de distribución con respecto a los ejes de las zonas de rift.

Una nueva comprobación, muy seria, de la procedencia de los dorsales por abertura fue obtenida en la perforación oceánica. Esta mostró un aumento sistemático, partiendo del eje, de la edad de los

sedimentos y de los mantos basálticos subyacentes. A esto debemos añadir el análogo acrecentamiento de la edad de las islas volcanógenas, señalado mucho más antes por J. T. Wilson. Es verdad que esta ley regular pudiera ser explicada asimismo en base al modelo de capas y mantos; no obstante, llama el asombro la disposición tan regular de las formaciones de diversa edad con respecto al eje de los dorsales, y, además, de acuerdo con este modelo era de esperar un aumento del espesor de la corteza en dirección del eje de los dorsales, que en realidad no tiene lugar, asimismo una terminación coetánea de la actividad volcánica a lo largo de los ejes de los dorsales en la época actual. Por esta razón es preferible el modelo de abertura (*spreding*, según se lo llama actualmente).

Los nuevos resultados de la perforación han completado esencialmente a la clásica argumentación geológica de la hipótesis de Wegener: la semejanza de los contornos por ambos lados del océano Atlántico, la comunidad de las faunas y floras de los continentes australes e Indostán en el paleozoico tardío y el triásico, su grandiosa glaciación coetánea en el paleozoico tardío. Además, estos viejos argumentos han recibido ciertos refuerzos. Las mediciones efectuadas por el conocido geofísico inglés E. Bullard no según la línea costera, sino por la misma frontera entre los continentes, que pasa a lo largo del talud continental, indicaron una coincidencia aún más completa de contornos de los continentes, hoy día separados por el Atlántico. En la Antártida fueron descubiertas manifestaciones de la misma glaciación del paleozoico antiguo y halladas una flora del tipo de Gondwana, muy parecida, en particular, a la de Indostán, y una fauna de anfibios y reptiles del triásico, semejante a la fauna de otros continentes australes.

Es de una importancia aún mayor la aparición de nuevos testimonios geológicos de la unidad, en lo pasado, de Africa y de la América del Sur. A éstos se refieren la estructura interior bien comparable del fundamento precámbrico de la «región crítica» de los litorales de Brasil y del golfo de Guinea (fig. 123), el descubrimiento de la fauna casi idéntica de crustáceos en los depósitos del cretáceo inferior de las cuencas de estas dos regiones y de las masas salíferas de una misma edad (Aptiense) a lo largo de sus litorales y márgenes subácueos; últimamente semejantes masas salíferas se han descubierto asimismo por ambos lados del Atlántico del Norte. La propagación idéntica de las evaporitas refuerza las consideraciones acerca de la semejanza del océano Atlántico en el estadio inicial de formación y del mar Rojo con sus estratos potentes de las evaporitas del mioceno medio y salmueras calientes de fondo contemporáneas.

Los resultados de las investigaciones paleomagnéticas, las cuales hace unos diez años determinaron un nuevo viraje del pensamiento geológico hacia el movilismo, desde entonces se completaron por muchas nuevas obras. Es remarcable que los resultados de estas obras corroboraron en general las conclusiones iniciales sobre la unión de los continentes australes e Indostán en el paleozoico y el triásico

en un solo supercontinente de Gondwana y permitieron precisar el tiempo de disgregación de este continente en trozos aislados, el que concuerda con la edad del basamento del estrato sedimentario, establecida por la perforación en el océano.

Todas estas pruebas, independientes entre sí, nos convencen de que en la formación de los océanos, por lo menos, dentro de los límites de los terrenos de campo magnético «bandeado», el papel primordial lo desempeñaron los fenómenos de abertura de la litosfera,

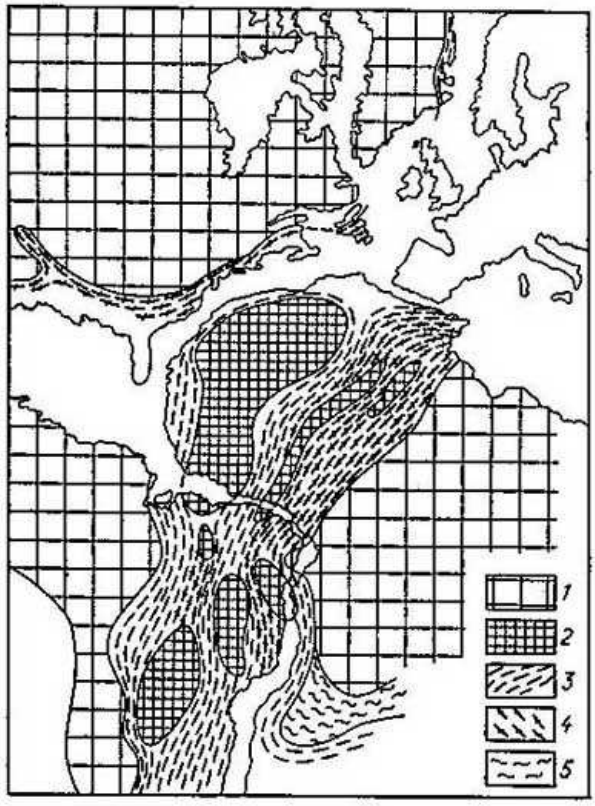


Fig. 123. Confrontación de la estructura precámbrica de los continentes adyacentes al Atlántico. Compuesto por V. E. Jain y D. V. Sinélnikov (articulación de los continentes, según E. Bullard)

1—escudos; *2*—macizos medianos; *3*—miogeosinclinales; *4*—eugeosinclinales; *5*—orógenos

ascendiendo el material del manto y los productos basálticos de su diferenciación.

En lo que se refiere a los tramos del fondo oceánico con el campo magnético «tranquilo», la causa de que no hay anomalías bandeadas es la formación de estos terrenos del fondo en las épocas cuando no se manifestaban inversiones del campo magnético.

Haciendo el resumen, tenemos que llegar a la conclusión de que *los océanos actuales no se pueden considerar como relictos del océano primitivo de nuestro planeta. Son nuevas formaciones y surgen según las leyes regulares en el proceso de evolución de la corteza terrestre (litosfera) en las épocas postorogénicas (tafrogénicas) de desarrollo de las fajas activas de la Tierra.* La formación de las depresiones oceánicas y suboceánicas con la correspondiente sustitución de la corteza continental por una del tipo oceánico es resultado tanto de los procesos físicoquímicos (diferenciación metamórfica, etc.) de la litosfera continental (la corteza y el manto superior), como de la discontinuidad y del apartamiento, a lo largo de las zonas axiales, de las elevaciones oceánicas medianas. La oceanización afecta, en primer lugar, aquellas zonas que sufrieron entonces un alzamiento de mayor duración e intensidad.

Bibliografía

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-ое. Госгеолтехиздат, 1962. (*Beloúsov V. V.* Principales problemas de la geotectónica.)

Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия оканов. М., изд-во «Наука», (*Beloúsov V. V.* La corteza terrestre y el manto superior de los océanos.)

Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1970. (*Beloúsov V. V.* Sobre una hipótesis referente al desarrollo de los océanos.)

Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. «Геотектоника», 1969, № 3. (*Bogdánov N. A.* Talasogeosinclinales del anillo del océano Pacífico.)

Виноградов А. П., Удинцев Г. Б. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и её место в мировой системе рифтов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12. (*Vinográdov A. P., Udíntsev G. B.* y otros. Constitución de la zona de rifts del océano Indico y su puesto en el sistema mundial de los rifts.)

Деменицкая А. М. Кора и мантия Земли. М., изд-во «Недра», 1967. История мирового океана. М., изд-во «Наука», 1971. (*Demenítskaia R. M.* La corteza y el manto de la Tierra. La historia del océano Mundial.)

Карасик А. М. Магнитные аномалии океанов и гипотеза разрастания океанического дна. «Геотектоника», 1971, № 2. (*Karásik A. M.* Las anomalías magnéticas de los océanos y la hipótesis del sobrecrecimiento del fondo oceánico.)

Муратов М. В. Проблема происхождения океанических впадин. Бюлл. МОИП, отд. геол., 32 (5), 1957. (*Murátov M. V.* El problema de procedencia de las cuencas oceánicas.)

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. «Геотектоника», 1969, № 4. (*Peive A. V.* La corteza oceánica del pasado geológico.)

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение Земной коры. «Геохимия», 1967, № 11. (*Rónov A. B., Yaroshevski A. A.* Constitución química de la corteza terrestre.)

Тихомиров В. В. К вопросу о развитии Земной коры и природе гранитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 8. (*Tijomírov V. V.* Respecto a la cuestión del desarrollo de la corteza terrestre y la naturaleza de los granitos.)

Трапезников Ю. А. Реферативный обзор и критика гипотез расширяющейся Земли. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., 1963, № 38 (3). (*Trapéznikov Yu. A.* Revista de resúmenes y crítica de las hipótesis de la Tierra en expansión.)

Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин. «Геотектоника», 1969, № 3. (*Jain V. E.* Regeneración metamórfica de las regiones de orogénesis reiterada y el problema de la nueva formación de las cuencas oceánicas.)

Andel S. L. van a. Hospers L. Palaeomagnetism and the hypothesis of an expanding Earth: a new calculation method and its results. «Tectonophysics», vol. 5, № 1, 1967.

Bemmelen R. W. van. The origen of the Western Mediterranean area (an illustration of the process of oceanization). Trans. Konikl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Denoot., 26. 1969.

Dearnley R. Orogenic fold-belts, convection and expansion of the Earth. «Nature», vol. 206, № 4991, 1965.

Dewey J. F. Continental margins: a model for conversion of Atlantic type to Andean type. «Earth Planet. Sci. Letters», vol. 6 № 3, 1969.

Gidon P. Courants magmatiques et evolution des continents. Paris, Masson et Co, 1963.

Capítulo X

Fallas de profundidad

Sólo relativamente hace poco tiempo, a mediados de nuestro siglo, los geólogos se cercioraron de la existencia de un tipo especial de rupturas tectónicas, diferentes de las corrientes alteraciones disyuntivas, que complican la constitución de los pliegues, y equivalente, por lo menos, a tales estructuras de profundidad como los geoanticlinales, pandeos geosinclinales, anteclisas, sineclisas, etc. Estas fracturas no son complicaciones de algunas otras estructuras, sino que los rasgos primarios de constitución de la corteza terrestre, respecto a los cuales muchos otros rasgos, en particular, los geosinclinales, son secundarios, derivados. El engendramiento de las muchas de estas fracturas se refiere a las páginas más antiguas de la historia de la corteza terrestre; la duración de su existencia mide, pues, centenas e incluso miles de millones de años; se profundizan al menos hasta el piso de la corteza, alcanzando en el límite la parte más baja del manto superior.

El estudio de las fracturas de profundidad se inició ya hace 70 años. Como fundador se debe estimar el geólogo norteamericano W. Hobbs, quien en su obra del año 1911 ha señalado que muchos rasgos fundamentales de relieve de la superficie terreste (los contornos de los continentes, los rumbos de las cadenas montañosas, etc.) y de la estructura de la corteza terrestre se determinan por la existencia de una red primaria de las fracturas, orientada según leyes regulares con respecto a la figura de la Tierra. A estas fracturas, denominadas por él alineaciones ya en 1904, Hobbs dedicó una serie entera de obras, pero, por cuanto toda la atención de los geólogos todavía estaba ocupada de las dislocaciones plicativas y grandes desplazamientos horizontales, o sea, charriages, las ideas de Hobbs durante largo tiempo no encontraron apoyo, ni desarrollo.

Por otra parte, ya a fines del siglo XIX (1883—94) A. P. Karpinski atribuyó gran importancia a las rupturas en el fundamento de la plataforma Europea Oriental, donde en el sur, en particular, en la franja: depresión del Dniéper-Donetz-Manguishlak, estableció un notable sistema de rupturas, que recibió

el nombre de líneas de Karpinski[1]). No obstante, ulteriormente A. D. Arjánguelski en sus esquemas tectónicos conservó sólo una pequeña parte de las rupturas de Karpinski.

E. Suess (1909) en su bien conocida síntesis concedió substancial importancia en general a las grandes fracturas en la constitución de la corteza terrestre, considerándolas al mismo tiempo coetáneas con el plegamiento.

V. A. Obruchev (1912—15) subrayó el papel primordial de las fracturas en la estructura de la faja orógena epiplatafórmica del Asia Central, suponiendo, asimismo, que las fracturas surgieron después del plegamiento.

N. G. Kassin en su esquema de tectónica del Kazajstán Central (1934) también asignó un puesto de importancia a las fracturas profundas de desarrollo prolongado.

En lo sucesivo las investigaciones regionales siguieron adelantando los datos sobre la existencia, en los terrenos plegados y en su frontera con las plataformas, de fracturas de enorme extensión que separan las zonas que difieren entre sí esencialmente por su historia y constitución. De esta forma eran evidenciadas la «línea de Nikoláev»[2]), que sirve de frontera geológica entre el Tian-Shan caledoniano del Norte y el Tian-Shan herciniano Medio; la «zona de arrugamiento» del Irtish, o sea, la frontera entre el Altai de Minerales y el pandeo de Zaisán (V. P. Nejoróshev); una gran zona de fracturas de los Urales Medios (E. A. Kuznetsov), ubicada en el borde oeste de la franja de piedras verdes; la zona de disyunción de Insubria en los Alpes, considerada como «costura» (Narbe) entre los Alpes propiamente dichos y los Dináridos; la «principal distorsión del Atlas Meridional», colindante con el Sahara, la antigua plataforma africana, y el Atlas; la «línea de Logan»[3]), enorme rotura entre el escudo Canadiense y los Apalaches Nórdicos, y muchas otras fallas análogas. Sin embargo, al principio el significado real de estas alteraciones no era descifrado; se las consideró dislocaciones relativamente jóvenes, surgidas después de la acumulación sedimentaria e incluso luego del plegamiento; las bruscas diversidades de facies y potencias de los sedimentos de ambos lados de estas fallas, como regla general, se explicaron por el acercamiento horizontal de los sedimentos de diferentes facies, debido a los reemplazos tangenciales. Sólo I. C. Kuznetsov, investigador del Cáucaso, en 1933 hizo un intento atrevido de comprobar el primordial papel de las fallas verticales en la estructura de Gran Cáucaso, que causó su carácter de bloque, y explicar por los desplazamientos prolongados y, a veces, encontradizos, que se operan en dirección de estas fracturas, toda la estructura contemporánea de ese país de pliegues y montañas.

Sin embargo, la obra de I. G. Kuznetsov no encontró una respuesta positiva, al igual que la investigación que realizó V. I. Popov en el Tian-Shan, donde fue destacado por él un tipo especial de fallas, generadoras de discordancia, esto es, fallas consedimentarias de desarrollo prolongado, que separan las regiones de acumulación sedimentaria concordante y discordan e, las cuales difieren entre sí, además,

---

[1]) Es denominada en honor de Nikoláev, eminente investigador del Tian Shan.

[2]) Este sistema de rupturas más tarde fue observado por V. E. Jain (1958) y N. Yu. Uspénskaia (1961) desde Bielorussia hasta el Tian-Shan y nombrado Turan-Sarmatiense por R. E. Aizberg y R. G. Garetski.

[3]) Recibió su nombre en honor de W. Logan, uno de los fundadores de la geología del escudo Canadiense.

por la potencia y el carácter facial. El geólogo petrolero norteamericano W. A. Ver Weibe (1936) introdujo el concepto de roturas marginales de los geosinclinales, que corresponde a las enunciaciones anteriores de V. A. Obruchev.

Pese a todo, estas obras, sin duda alguna, han preparado el cambio en la consideración de los geólogos con respecto al tipo de fallas en cuestión a fines de los años treinta y a principios de los cuarenta de nuestro siglo.

En 1938 el geólogo suizo R. Sonder y en 1947—48 los conocidos tectonistas alemanes H. Cloos y H. Stille volvieron a las ideas de Hobbs acerca de la «tectónica de alineaciones» y su gran valor en la estructura de la corteza. Sonder adujo varios ejemplos nuevos, de regiones más diversas, de la regular orientación rectilínea de los elementos estructurales y físicogeográficos, incluyendo los volcanes; en una obra posterior (1947) propuso la noción de «*red regmatica de fisuras*» (*rhegmatisches Kluftsystem*) para el sistema mundial de fallas. El proceso de formación de estas fallas fue denominado *regmagénesis*. Cloos y Stille han estudiado con detalle la red de fallas de la Europa Occidental y subrayado su importancia en la estructura e historia de dicha región.

Sin embargo, el empuje decisivo, para el fomento acelerado del nuevo curso de la tectónica, lo dio, por lo menos en la URSS, la obra de A. V. Peive «Fallas de profundidad en las regiones geosinclinales», publicada en 1945, En esta obra por primera vez fue propuesta una definición precisa del concepto de «falla profunda», fueron marcados un desarrollo prolongado de semejantes fallas y su influjo determinante sobre el depósito sedimentario, la zonificación estructural y facial, y el magnetismo de los terrenos geosinclinales. Estos postulados de A. V. Peive, basados en los resultados de estudio de los Urales, del Kazajstán Central y el Tian-Shan, pronto fueron confirmados por los datos recogidos en casi todas las zonas plegadas de la Unión Soviética. Las fallas de profundidad fueron descubiertas asimismo en la plataforma Siberiana y dentro del fundamento de la placa Rusa.

Casi simultáneamente con la obra de A. V. Peive, aparecieron los artículos de A. N. Zavaritski y N. S. Shatski, quienes concedieron gran importancia a las fallas activas de los arcos insulares y de los márgenes continentales con sus sismos de focos profundos y sobreprofundos. En otras obras de ese período Shatski subrayó la constitución en bloques de las plataformas y su franjeamiento de rupturas.

Las obras de Peive, Zavaritski y Shatski provocaron un gran interés de los geólogos soviéticos por el problema de las fracturas de profundidad y dieron origen a una serie entera de investigaciones. El propio Peive, en varios artículos posteriores (1956, 1960, 1961), amplió de modo notable su concepción inicial, mostrando, en particular, la importancia de las fallas de profundidad en el desarrollo heredado de las estructuras tectónicas, en el plegamiento y en la actividad magmática. En las obras de período más tardío A. V. Peive y sus colaboradores hacen hincapié en los desplazamientos horizontales a lo largo de las fallas profundas; en 1963 él sacó a luz el libro «Fallas y movimientos horizontales de la corteza terrestre».

En el extranjero también se avivó de modo considerable el interés por las fallas profundas. A la par con las investigaciones regionales apareció una serie de obras generalizadoras. El geofísico holandés F. Vening-Meinesz en 1947 intentó aclarar la procedencia de la red mundial de fallas. El tectonista suizo R. Staub (1953) mostró el gran valor de las fallas profundas para determinar el plan de constitución del geosinclinal alpino y de la zona plegada de los Alpes. Los geólogos norteamericanos J. Moody y M. Hill (1956) hicieron la tentativa de explicar las leyes regulares comunes de distribución de las fracturas en la superficie del globo terráqueo. Tanto en esa obra como en algunas otras se comprueba el carácter desplazante de la dislocación a lo largo de las fallas profundas. Un experimento de síntesis de los datos referentes a las fallas profundas de Africa y de todo el globo terráqueo lo encontramos en las obras del científico sudafricano B. Brock (1957, 1960). Un notable acontecimiento fue el descubrimiento

Principales tipos de las unidades geoestructurales de la Tierra / Clase, dimensión, profundidad	A. Placas oceánicas		B. Fajas orogénicas medianas de océano	C. Fajas geosinclinales	
Subglobales n 1000 m toda la litosfera	Placas oceánicas		Zonas axiales, zonas de flanco	Regiones geosinclinales	
Superregionales n 1000—n 100 km la corteza y el manto superior	Elevaciones volcánicas activas y sepultadas, elevaciones de horst	Talasosinectisas, grabens interiores de las placas, fosas fisurables	Rifts axiales	Sistemas geosinclinales (SGS)	Macizos medianos (MM)
Regionales n 100 km toda la corteza	Bóvedas volcánicas activas y sepultadas	Cuencas		Intrageosinclinales (IGS) del 1er orden	Intrageoanticlinales (IGA) del 1er orden
Subregionales n 100—n 10 km, capa sedimentaria y de granito gnéisico				Intrageosinclinales (IGS) del 2do orden	Intrageoanticlinales (IGA) del 2do orden

de grandes fallas latitudinales en la parte noreste del Pacífico (H. Menard, 1955) y a lo largo de los dorsales de todos los océanos (J. T. Wilson, 1957).

Una monografía valiosa acerca de las fallas profundas, las leyes regulares de sus constitución y formación, basada primordialmente en el material del Asia Central y el Kazajstán Central, la publicó hace poco tiempo A. I. Suvórov (1968). En este libro se puede, en particular, encontrar una revista detenida de la historia de dicha cuestión. Es más discutible el valor de la monografía de I. I. Chebanenko (1963).

Así pues, durante un tiempo relativamente corto el estudio sobre las fallas profundas se volvió una parte independiente de la geotectónica. La introducción de la idea de fallas profundas virtió luz esencial sobre las condiciones de formación y las leyes regulares de desarrollo de los geosinclinales, plataformas y otras grandes estructuras de la corteza terrestre (tabla 7).

D. Fajas orogénicas epigeosinclinales		E. Plataformas continentales (cratones)		F. Fajas orogénicas de epiplataforma en bóvedas y bloques		Fallas profundas que delimitan las estructuras de la clase correspondiente
Países montañosos plegados		Montañas bajas, placas, zonas de hundimientos cerca de los cratones		Países montañosos en bloques y bóvedas		Costuras marginales del 1er orden
Estructuras montañosas plegadas-meganticlinorios (MAC)	Combaduras frontales (marginales) y pandeos entre montañas, = megasinclinorios (MSC)	Anteclisas Guirnalda Placanticlinorios	Sinelisas Aulacogenos	Elevaciones abovedadas y en bloques → sistemas anticlinales de horst	Combaduras entre montañas y antefosas — sistemas sinclinales y grabens	Costuras marginales del 1er orden
Anticlinorios (AC) del 1er orden	Sinclinorios (SC) del 1er orden	Bóvedas Megacaballones	Depresiones	Elevaciones abovedadas y en bloques – horst-meganticlinales	Combaduras interiores de las montañas – graben – megasinclinales	Fallas limítrofes (entre bloques y entre zonas) del 2do orden
Anticlinorios (AC) del 2do orden (subantiblinorios)	Sinclinorios (SC) del 2do orden (subsinclinorios)	Domos Caballones	Cubetas Combaduras			Fallas limítrofes (entre bloques y entre zonas) del 2do orden

§ 1. Definición y característica general de las fallas profundas

Como ya se ha señalado, las *fallas profundas poseen tres propiedades principales*: 1) *gran extensión*, 2) *considerable profundidad de asentamiento*, 3) *desarrollo de larga duración y muchas fases, frecuentemente con el cambio del signo de desplazamiento por la ruptura*. Además, como regla general, 4) *las fallas profundas dividen la corteza en bloques, diferentes en esencia por la historia y el régimen de los movimientos*. En la superficie, sobre todo en el manto sedimentario, las fallas profundas aparecen por lo general en forma de una zona entera de dislocaciones disyuntivas de varios e incluso de decenas de kilómetros de ancho. Sólo en casos aislados se puede identificar la falla profunda

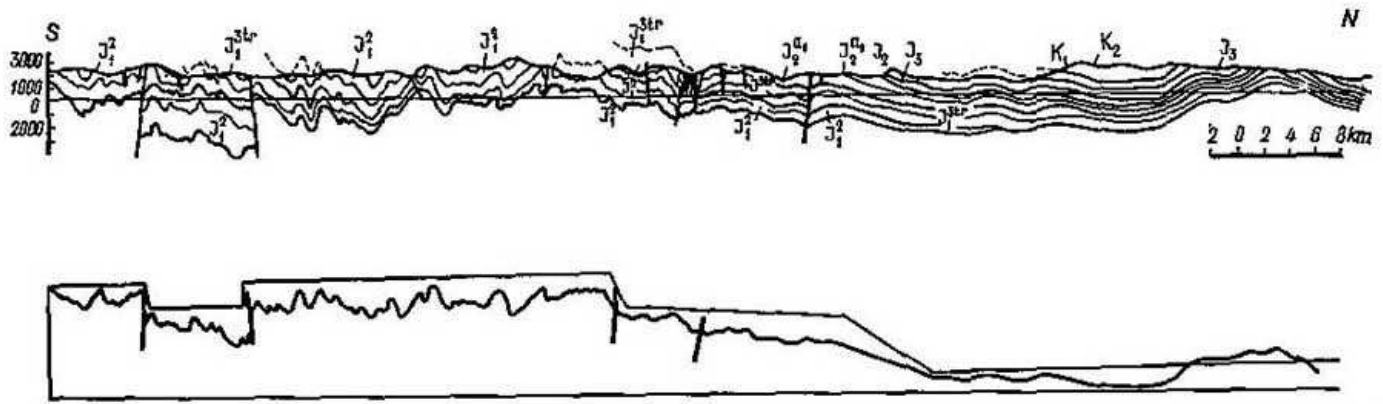


Fig. 124. Corte a través del Cáucaso Mayor en Daguestán, que muestra los escalones del fundamento destacados por el brusco hundimiento del espejo de plegamiento (según A. A. Sorski)

con una línea concreta, observada en el campo, de una falla de corrimiento, falla inversa, escarpa de falla o falla lateral. En ocasiones aún más raras se logra «ver» inmediatamente una falla de profundidad con todas sus propiedades específicas. Generalmente semejantes fallas se localizan, se observan en el terreno y se estudian en su desarrollo en base a un complejo entero de indicios estructurales, geofísicos, geomorfológicos, sedimentacionales, magmáticos, etc.

A los indicios estructurales de las fallas de profundidad se refieren, en primer lugar, la condensación de las fallas patentizadas en la

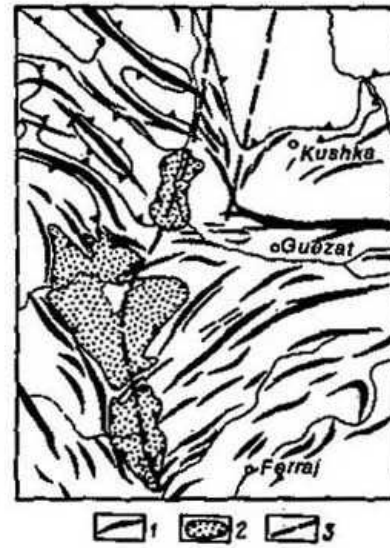


Fig. 125. Esquema tectónico de la región limítrofe de la URSS, Irán y Afganistán (según el mapa tectónico de la URSS, 1956)

1—ejes de los anticlinales; *2*—depresiones llenas de depósitos neogénicos y cuaternarios; *3*—zona supuesta de la fractura profunda

superficie, en una banda determinada relativamente estrecha (que alcanzan unas decenas de kilómetros), y, en segundo lugar, la aparición de grandes fallas de corrimiento regionales, que no son una complicación de algunos pliegues volcados, sino que grupos completos de pliegues delimitados y desplazados entre sí. El análisis de las facies y potencias pone de manifiesto que son sustancialmente diferentes a ambos lados de aquellos corrimientos. El cambio a salto de la posición hipsométrica del espejo de plegamiento (superficie tangente a las bóvedas de los pliegues) a lo largo de las líneas de semejantes rupturas regionales, indica el correspondiente cambio de posición del techo del fundamento (fig. 124).

El tercer indicio de la misma categoría es la brusca intensificación del plegamiento en una franja determinada, por ejemplo, el desarrollo de pliegues estrechos lineales fuertemente apretados entre sí en el campo general de difusión de pliegues más suaves, de tipo intermedio o incluso interrumpido. De significado más determinado es el surgimiento o el brusco aumento de la esquistosidad, el clivaje y el dinamometamorfismo. Finalmente, un indicio más es el súbito cambio de dirección de los pliegues y rupturas parciales en una zona

determinada, especialmente, la articulación de topes entre pliegues de distinta dirección (fig. 125).

Un papel muy grande lo desempeñan, al localizar las fallas profundas, los *indicios geofísicos*. Como indicio directo de dichas fallas sirve el cambio brusco de la profundidad de descanso de los horizontes de apoyo reflectivos o refringentes, asimismo de las velocidades de propagación, en los límites y en las capas, de las ondas sísmicas de estos horizontes, sobre todo, de la superficie del fundamento, de la frontera entre las capas «granítica» y «basáltica» y de la superficie M. La amplitud de desplazamiento vertical del piso de la corteza (la divisoria M) en ciertas regiones (el Tian-Shan Septentrional, los Cárpatos Ucranianos en la frontera con el pandeo Transcarpática) alcanza unos 10-15 km e incluso 20 km.

En las zonas de fractura se observa con frecuencia una extinción notable de la energía sísmica, surgen las ondas difractadas. En el manto sedimentario deleznable las fracturas se suelen manifestar como anchas zonas de «pérdida de la reflexión» o de posición caótica de los planos de reflexión.

Uno de los indicios de importancia de las fallas de profundidad son los «escalones gravitacionales», es decir, bandas de condensación de las isanómalas de la fuerza de gravedad, sobre todo, la transición de las anomalías positivas a las negativas. Por ejemplo, en el Cáucaso casi todos los escalones gravitacionales han resultado confinados a las fallas profundas y, viceversa, todas las fallas se manifiestan mediante semejantes escalones. Como regla, las zonas de fallas profundas, sobre todo de gran tamaño, delimitan las regiones con los campos geofísicos, gravitacional y magnético, de diversos carácter y orientación. Son de significación esencial las bandas lineales de anomalías magnéticas intensas, alternativas o positivas. Las últimas indican la presencia en las profundidades de las bandas de penetración de las rocas básicas y (o) ultrabásicas, concomitantes típicos de las fallas profundas (véase más abajo). La coincidencia de los escalones gravitacionales con las intensas anomalías magnéticas sirve de uno de los criterios geofísicos más ordinarios para evidenciar en el fundamento de plataformas las fracturas ocultas bajo la cobertura sedimentaria. En los terrenos orogénicos lo característico para las fallas de profundidad es la ubicación lineal de los focos sísmicos profundos, confinados al piso de la corteza o al tramo subcortical. Las fallas profundas también se manifiestan en las anomalías geotérmicas: los valores elevados del flujo calorífico (por ejemplo, en las zonas de rift) y del gradiente geotérmico.

En ciertos casos las fracturas bien elocuentes por sus indicios estructurales, no encuentran reflejo en el panorama geofísico. Estos casos están vinculados de ordinario con el cambio del signo de desplazamiento por la fractura en el tiempo, que disminuye su amplitud final o varía el rumbo de dislocación (el carácter de charnela de la fractura). Por ejemplo, así son las cosas con la eminente fractura Turan-Sarmatiense en los accidentales del río Amú-Dariá.

A veces se observa el fenómeno inverso: la falla patentizada geofísicamente, no se manifiesta en la estructura superficial, en el mapa geológico. De tal manera, una gran falla de dirección noreste, localizada en la frontera entre el Tian-Shan y la tierra baja de Turán (B. B. Tal-Virski), se interrumpe en la región de elevación latitudinal de las montáñas Nuratán (O. A. Rizhkov). Semejantes correlaciones son específicas para los terrenos donde las fracturas son transversales con respecto a grandes elevaciones de inversión, cuya amplitud aumenta en dirección a la superficie y se amortigua a profundidad. En general, los datos geofísicos son de excepcional importancia para estudiar las fracturas profundas, determinar los parámetros primordiales de las fallas: la profundidad de penetración de éstas en la tectonosfera (los datos del Sondeo Sísmico Profundo, de la sismología, el tratamiento de los datos gravimétricos según el método de Yu. Ya. Vaschikov), la dirección y el ángulo de inclinación del plano de ruptura (el Sondeo Sísmico Profundo; en la parte superior de la corteza, el MIOR—método integral de ondas refractadas—o el MOB—método de ondas reflejas—, los datos de la sismología, la localización de los focos sísmicos), el salto vertical por diferentes fronteras en la litosfera (los mismos métodos), la componente horizonal del deslizamiento (según el desplazamiento en el plano de anomalías magnéticas bandeadas, véase más abajo), el carácter y rumbo del movimiento a lo largo de las fracturas (para las fallas actuales, en base a los datos sismológicos).

Al observar las fallas profundas, son de importancia auxiliar, aunque esencial, los *indicios geomorfológicos*. Con las fallas profundas coincide frecuentemente la frontera entre montañas y depresiones (por ejemplo, la «principal línea termal del Kopet-Dag» se halla en la frontera entre el cordón homónimo y la llanura de Karakum) o la frontera de cordilleras montañosas y depresiones entre montañas (por ejemplo, la Cordillera Central de los Andes Septentrionales y el pandeo colindante de Magdalena). A lo largo de las zonas de estas fallas cambian a saltos las cotas de altura de las superficies de nivelación, el número y la altura de yacimiento de las terrazas marinas y fluviales. También es típico el cambio del dibujo de la red fluvial a lo largo de una franja determinada (fig. 126). Además, como ya se ha señalado, a lo largo de las zonas de fracturas profundas es frecuente que se extiendan las cadenas de cuencas en forma de lagos o valles fluviales ensanchados, que en el aspecto estructural son grabens situados cerca de la falla (fig. 127). En los campos gravitacional y magnético las zonas de cuencas cercanas a las fallas, en caso de profundidades considerables, son reflejadas por anomalías lineales negativas (a diferencia de las anomalías positivas, más corrientes).

Es muy significativo en este sentido el ejemplo del llamado Foso de las Montañas Rocosas (Rocky Mountain trench) del Canadá, valle de longitud de 1500 km, ocupado por las cabeceras de los ríos Yukon, Peace River, Liard, Freyzer y Columbia, y que corresponde aproximadamente a la costura tectónica existente entre las dos zonas más importantes de las Cordilleras Norteamerica-

nas: la eugeosinclinal de Nevada en el oeste y la miogeosinclinal de las Montañas Rocosas en el este. Son de la misma importancia los estrechos angostos: así el sistema de estrechos latitudinales de Melville, Berrow y Lancaster, según recientes datos geofísicos, separan la antigua plataforma Norteamericana de la zona de plegamiento hercíniana del Archipiélago Artico Canadiense.

La duración del desarrollo de las fallas profundas se determina mayormente en base a los *indicios de sedimentación*. Entre ellos fi-

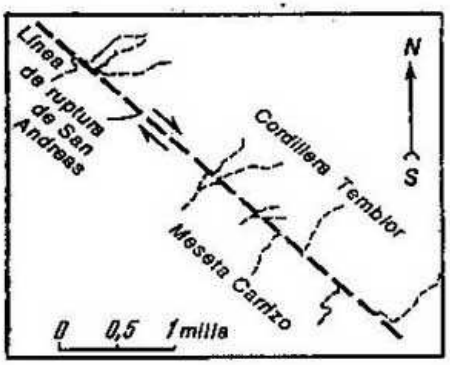


Fig. 126. Dislocación de la red fluvial a lo largo de la fractura (diagonal) San Andreas en California (según J. D. Moody y M. J. Hill)

guran ante todo el brusco cambio de la composición litológica, del carácter facial y del espesor de sedimentos en cierta franja del corte de considerable extensión. Semejante alteración testimonia una vida

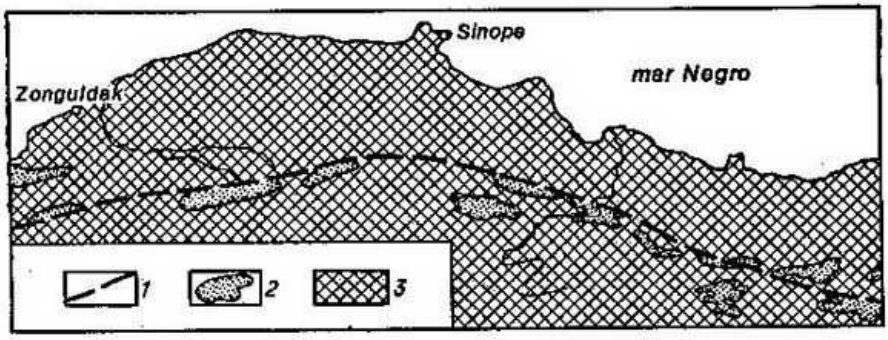


Fig. 127. Depresiones neogénicas a lo largo de la fractura Magistral de Anatolia (según el mapa tectónico de Europa, 1964)
1—zona de fractura profunda, establecida y supuesta; *2*—depósitos lacustres y fluviales *3*—rocas preneogénicas

activa de la falla en un intervalo correspondiente de tiempo geológico. En tal caso se observa, por lo común, que los contrastes de distribución de las litofacies y potencias a ambos lados de las fallas en unas épocas geológicas se intensifican y en otras, se debilitan, hecho acusatorio de un desarrollo irregular de la falla, con fases de actividad aumentada o disminuída. Para muchas fallas se establece el cambio de dirección del desplazamiento mutuo de las alas entre las

épocas. Por la falla profunda que separa la zona plegada Adzharo-Trialetskaia de la zona entre montañas Transcaucásica, en el cretáceo y el paleógeno antiguo, el geosinclinal de Adzharo-Trialet descendió con respecto al macizo mediano. En el oligoceno el hundimiento máximo se concentró en la franja de la propia falla, en el neógeno el ala meridional se elevó mientras que el ala septentrional se hundió, formándose un pandeo marginal a lo largo del declive austral del macizo. En el ala en descenso con frecuencia se registran brechas originadas por desplomes y deslizamientos subácueos, son de amplia difusión los denominados «horizontes con inserciones», conglomerados de bloques, que son los elementos típicos del flysch basto y se describen hoy en día como olistostromas. En este caso el ala en ascenso representa por sí una cordillera, fuente de este material de fragmentos groseros.

A lo largo de las fallas profundas y, sobre todo, las flexuras, que se desarrollan por encima de las fallas del fundamento, surgen las estructuras de arrecife barrera. La afinidad de los arrecifes y las fallas áctivas se observa con nitidez en el ejemplo del paleozoico de los Urales (fig. 128) y del jurásico del Cáucaso (véase la fig. 34).

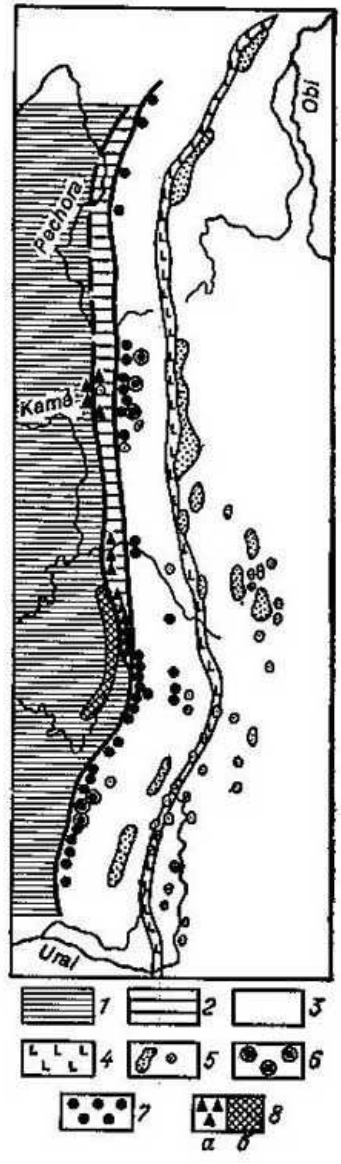


Fig. 128. Disposición de los arrecifes de diversa edad del geosinclinal Uralense con respecto a las fracturas profundas (según V. D. Nalivkin, simplificado)

1—placa Rusa; *2*—parte marginal de la placa Rusa, incorporada al hundimiento en la subedad artinskense; *3*—región de la combadura frontal Preurálica y de la estructura plegada de los Urales; *4*—faja de principales intrusiones a lo largo del borde oriental del Uraltau. Macizos de arrecifes: *5*—silúricos, devónicos, del carbonífero inferior y medio; *6*—del carbonífero superior; *7*—samarskenses; *8*—del artinskense superior: *a*—arrecifes solitarios, *b*—arrecife barrera

Para establecer el carácter profundo de las fallas son de importancia especial los *indicios magmáticos*. El indicio más fidedigno son las fajas de penetraciones ultrabásicas del tipo de hiperbasitas uralenses, de Kazajstán, de los Sayanes-Altai (fig. 129) y de Anatolia-Cáucaso Menor, es decir, del tipo alpino. Sólo para las hiperbasitas

de dicho tipo se establece el enlace directo con el manto (es verdad que puede tener alteraciones secundarias a causa de la estrangulación del canal que se profundiza en el manto), al tiempo que para las hiperbasitas de la formación de gabro-piroxenita-dunita (según F. Yu.

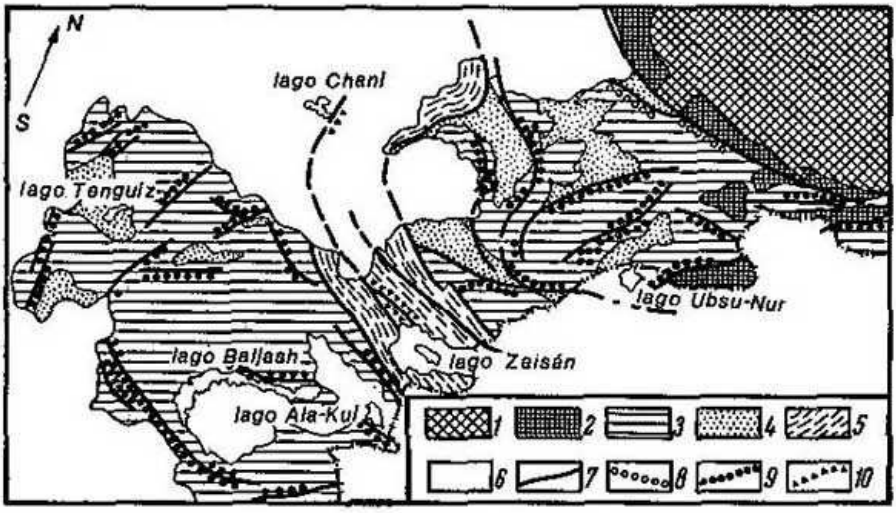


Fig. 129. Fracturas profundas y fajas hiperbasíticas del distrito de los Sayanes y del Altai (según los datos de V. A. Kuznetsov, G. V. Pinus, I. M. Volojov y N. P. Mijáilov)

1—plataforma Siberiana; *2*—macizos del fundamento precámbrico de la plataforma y de la región del Altaí y de los Sayanes; *3*—estructuras plegadas salairíticas y caledonianas; *4*—depresiones hercinianas; *5*—zona geosinclinal herciniana de Zaisán (del Obi—Yenisei); *6*—cobertura de depósitos meso- y cenozoicos; *7*—fracturas profundas. Fajas de hiperbasita: *8*—proterozoicas; *9*—salairíticas y caledonianas antiguas; *10*—hercinianas

Loewinson-Lessing y Yu. A. Kuznetsov), o sea, productos de diferenciación del magma basáltico, este enlace no se registra, como testimonian los resultados obtenidos por el sismosondeo profundo en los Urales. Las intrusiones de granitoides (fig. 130) y, sobre todo, los centros volcánicos tienden a las fallas profundas, aunque tanto unas como otros a veces se hallan confinados a las fallas transversales y de emplumaje, a la vez que las intrusiones ácidas se pueden ubicar asimismo fuera del enlace directo con las fallas profundas.

Estas diversidades en el grado de afinidad de los cuerpos granitoideos y de las fallas profundas están vinculadas con la diferencia genética de los propios granitoides. Es natural que la finidad más próxima con las fallas la poseen los granitoides derivados del magma andesítico o basáltico procedente del manto, es decir, plagiogranitos, dioritas cuarzosas, granodioritas; un grado menor de esta afinidad se espera en el caso de los granitos de origen cortical, anatectónico. En este último caso dicha afinidad se determina evidentemente por el confinamiento a las fallas de alto flujo calorífico. A lo largo de las fallas se observa con frecuencia un aumento notable del grado de cambio hidrotermal de las rocas: son difundidas las cuarcitas de formación secundaria. La propia disposición bandeada de los yacimientos hidrotermales de menas, sobre todo las metalíferas,

que salen preponderantemente de las fuentes subcorticales (según V. I. Smirnov), ya es un índice de importancia de la existencia de una falla profunda (véase más abajo).

Con esto no se agota la lista de los indicios directos e indirectos de las fallas profundas. Entre éstos últimos figura, además, por ejemplo, la disposición lineal de las fuentes termales, focos de descarga de

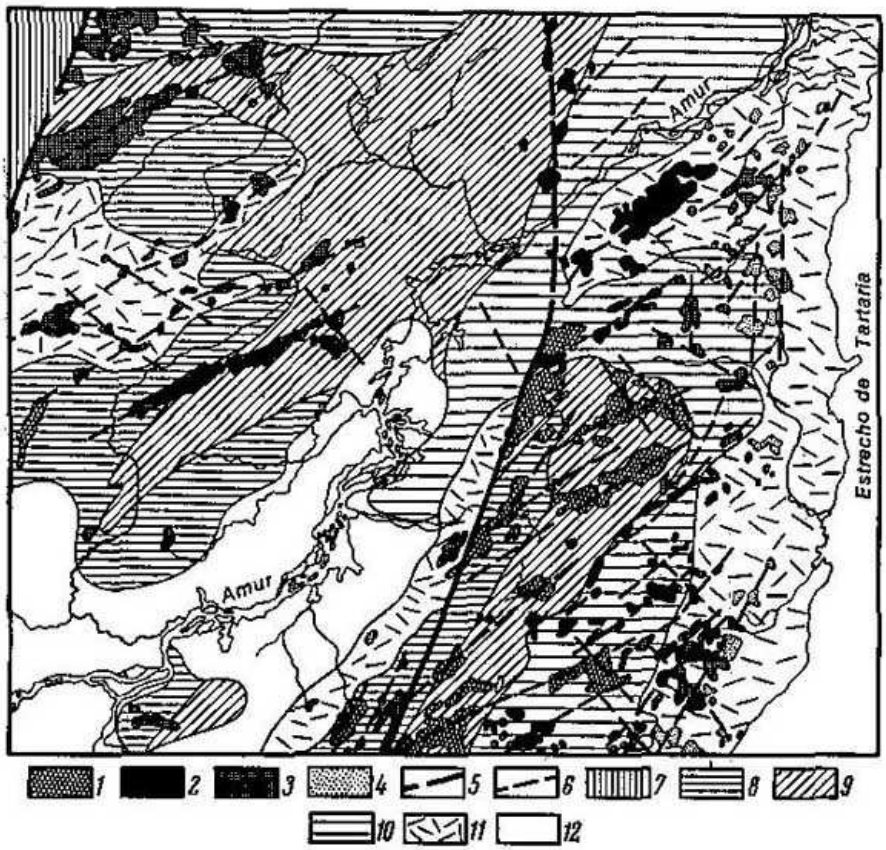


Fig. 130. Distribución de las intrusiones graníticas en el Territorio del Extremo Oriente en relación con la fractura Magistral del Sikhota Alín y con las rupturas transversales a ésta (según E. P. Izoj)

Intrusiones: *1*—del cretácico inferior; *2*—senonenses; *3*—eocénicas danesas; *4*—eocénicas y oligocénicas; *5*—costuras estructurales (MSA—Magistral del Sikhota Alín); *6*—cadenitas y cintas de intrusiones (proyecciones de las fracturas de disposición profunda sobre la superficie); *7*—*12*—estructuras tectónicas principales; *7*—periferia oriental del antiguo macizo del Bureia y Jingán; *8*—partes del pandeo geosinclinal paleozoico que experimentaron una elevación o un hundimiento relativamente débil en el mesozoico antiguo y más tarde; *9*—partes del pandeo del triásico superior, del jurásico y del valanginiense, convertidas en elevación aproximadamente en el gothlandense; *10*—pandeos geosinclinales del barremense y albiense y del senomense y senonense inferior, que se han cerrado preponderantemente en el senonense; *11*—depresiones volcánicas meso y cenozoicas; *12*—depresión cenozoica del Amur y Sungar

las aguas filonianas de profunda ubicación, a modo de la falla profunda que se observa en la frontera entre el Kopet-Dag y su antefosa,

Tabla 8

Indicios de las fallas profundas

Categoría de los indicios	Directos	Indirectos
Geomorfológicos	Una frontera brusca rectilínea entre las cordilleras, mesetas y tierras bajas, entre la tierra firme y el mar, siendo considerable el gradiente de variación de las alturas y profundidades	Tramos rectilíneos extensos de las grandes valles fluviales
	Cambio brusco de altura de las superficies de nivelación y de las terrazas	Disposición en forma de cuentas de las hondonadas lacustres o tramos ensanchados de valles fluviales en una franja determinada
		Alteración del plano de red fluvial en una franja determinada
Estructurales	Condensación de las rupturas en una franja determinada	Intensificación brusca del plegamiento en una franja determinada
	Rupturas regionales, siendo escalonado el cambio de posición del espejo de plegamiento	Un cambio súbito de rumbo de los pliegues y rupturas parciales en una zona determinada
	Una intensificación brusca del clivaje y dinamometamorfismo	
Geofísicos	Cambio brusco de posición de la divisoria Mojo, establecido por el método del Sondeo Sísmico Profundo	Zonas de gradiente elevado de las anomalías de la fuerza de gravedad ("escalones gravitacionales")
	Una disposición lineal de los focos sísmicos profundos (subcorticales)	Intensas anomalías magnéticas positivas lineales
		Brusca alteración del carácter de las anomalías gravitacionales y magnéticas en una franja determinada
		Zonas de difracción de las ondas sísmicas y de cambio de las velocidades limítrofes en la superficie de Moho
		Zonas anómalas de flujo calorífico alto
Sedimentacionales	Un cambio brusco de la composición litológica, del carácter facial y de la potencia sedimentaria	Desarrollo de las brechas subácueas de desplome y deslizamiento (oligostromas)
		Arrecifes barrera
Magmáticos, metamórficos	Franjas de intrusiones básicas y ultrabásicas	Zonas de brusca intensificación del metamorfismo regional, sobre todo, de la presión alta (facies de "esquistos azules")
	Colocación bandeada de los macizos de granitoides	
	Ubicación lineal de los centros volcánicos	Zonas de elevada cambiabilidad hidrotermal de las rocas
Geoquímicos	Un contenido aumentado de los metales originarios del manto	Contenido aumentado de radón y helio en aguas de los manantiales

a lo largo de la «principal línea termal del Kopet-Dag», ya mencionada.

Debemos subrayar especialmente que *para localizar con seguridad una falla profunda es necesario comprobar la existencia de sus tres principales propiedades: gran extensión, gran profundidad y gran duración de desarrollo* (tab. 8). No toda falla grande, regional, es de profundidad, aunque tenga comprobada la gran duración de su desarrollo; en este último caso ésta es una falla regional consedimentacionaria. Y sólo si, en base a los datos del sismosondeo, por el confinamiento de los focos sísmicos subcorticales y por el carácter de las manifestaciones magmáticas, está comprobada la ubicación profunda de la falla, se la puede referir a buen seguro a la categoría de las fallas profundas. Por otra parte, la falta de manifestaciones magmáticas y de actividad sísmica profunda todavía no puede servir de base para negar la profundidad de la falla. Si la falla se desarrolla en un ambiente de compresión de la corteza, no será conductor del magma. La actividad sísmica no se manifiesta constantemente con igual intensidad, así que la época contemporánea puede ser de sismicidad debilitada para la falla dada. De esta forma, en varios casos sin realizar el sismosondeo no hay razón para afirmar o negar categóricamente la naturaleza de profundidad de la falla. Por supuesto, sobre semejantes fallas debemos y podemos hablar, considerándolas profundas, sólo conjeturalmente.

En la literatura soviética hay una serie de buenas descripciones de las grandes zonas de fallas profundas: Ulutávskaia, Uspénskaia, Aksoran-Akzhálskaia, Sarisuiskaia, Karatauskaya y del Kazajstán Central; de la zona de arrugamiento del Irtish en el Altai, de las fallas Magistral Este y Oeste de los Sayanes en el sur de Siberia, de las fallas Magistral del Sikhota Alín y de Mongolia y Ojotsk en el Extremo Oriente, de la zona Pshekish-Tirniauzskaia del Cáucaso, etc. A título de ejemplo, aducimos aquí la característica, según E. E. Milanovski, de esta última zona de fallas.

La zona Pshekish-Tirniauzskaia de fallas profundas (fig. 131) se extiende casi a 300 km a lo largo de la vertiente septentrional del Cáucaso Mayor, sus prolongaciones sepultadas se pueden observar más al oeste y hacia el este desde el mar de Azov hasta el mar Caspio. Dicha zona es el reflejo en la estructura superficial de la costura tectónica profunda de desarrollo prolongado, a lo largo de la cual se operaron las dislocaciones de gran amplitud vertical y diferente signo, por lo menos, desde el paleozoico medio o quizás antiguo hasta el presente. En el plano, esta zona es una banda de extremada estrechez y constitución complicada, de anchura de 2 á 10 km, apretada entre bloques corticales más extensos y homogéneos. Unas grandes fallas bien aproximadas la limitan al norte y la hienden en varias placas aún más angostas (subzonas) de diferente tipo de corte e historia de desarrollo. Para una serie de fallas fueron establecidos los indicios de la reanudación de desplazamientos desde el paleozoico medio hasta el mesozoico y cenozoico con el cambio reiterado de dirección de los movimientos. Las fallas paleozoicas con frecuencia van acompañadas de cuerpos estrechos de hiperbasitas y de rocas cuarzosas y carbonatadas. En la parte oriental de la zona se registra un buzamiento abrupto del plano de las fallas: septentrionales hacia el sur, meridionales hacia el norte y la posición vertical de las fallas centrales. Este hecho y el notable estrechamiento de la zona en aquellos tramos donde los bloques

contiguos se someten al máximo alzamiento, permiten suponer que las fallas limitadoras de ésta, aproximándose entre sí a profundidad, se fisionan en una costura única casi vertical al tiempo que las placas angostas de rocas comprendidas entre ellas se acuñan hacia abajo. La edad y estructura de los depósitos que integran la zona Pshekish-Tiriauzskaia, cambian regularmente en los tramos transversales aislados en dependencia de la variación estructural de los bloques

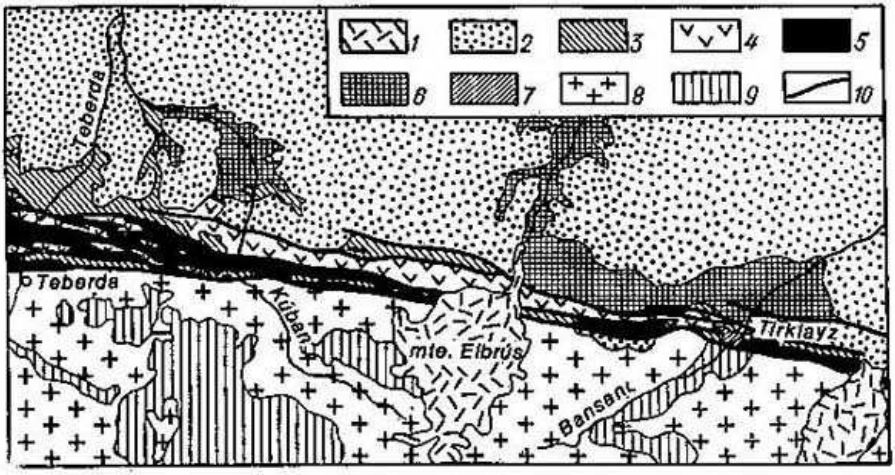


Fig. 131. Zona Tirniauzskaia de Pshekish de fracturas en el Cáucaso

1—ventisqueros y depresiones volcánicas plioceno-cuaternarias del Elbrús; *2*—cobertura de depósitos sedimentarios jurásicos y cretácicos del macizo marginal del Cáucaso Septentrional; *3*—depósitos terrígenos de color gris (carboníferos) y rojos del carbonífero medio y del pérmico; *4*—esquistos aspídicos, rocas volcánicas y calizas metamórficas del devónico superior y del carbonífero inferior; *5*—rocas metamórficas del paleozoico inferior y medio; *6*—rocas metamórficas y eruptivas del fundamento del macizo marginal del Cáucaso Septentrional (proterozoico—paleozoico); *7*—granitos jóvenes (terciarios) del macizo Eldzhurtinski; *8*—granitoides del paleozoico superior de la cordillera Magistral; *9*-magmatitas del paleozoico superior de la cordillera Magistral; *10*—principales fracturas

que la limitan. Estos segmentos transversales, por lo común, son separados por flexuras o fallas transversales, que, por lo visto, también son de asentamiento profundo y penetran en las zonas adyacentes; algunos de ellos controlan la localización de intrusiones alpinas, volcanes y grandes yacimientos de mineral.

La amplitud de traslación de las zonas de las cordilleras Magistral y Frontal según la costura Tirniauzskaia durante el ciclo herciniano alcanzó unos 5—10 km. En el período de los últimos alzamientos ($P - T_1$) del herciniano tardío en la zona Tirniauzskaia surgieron estrechas depresiones cerca de las fallas y penetraron pequeñas intrusiones de composición complicada.

En el ciclo alpino la zona Tirniauzskaia de Pshekish separó la plataforma epiherciniana precaucásica del geosinclinal del Cáucaso Mayor, desempeñando el papel de una costura marginal. Dentro de los límites de esta zona antes del bajocense y malm tuvieron lugar desplazamientos diferenciales muy fraccionados. En el cretáceo o paleógeno en la parte este de la zona surgió un foco magmático, que se manifestó en la penetración de granitoides y en la formación de menas y, luego, en las efusiones y extrusiones de magma ácido.

En la subedad alpina tardía, debido a la incorporación al alzamiento del ala septentrional del Cáucaso Mayor, la falla Tirniauzskaia en su parte central perdió el papel de costura marginal, pero en trechos siguió manifestando su actividad en forma de desplazamientos jóvenes (hasta los cuaternarios) de amplitud de algunas centenas de metros y erupciones volcánicas. La prolongación occidental de la falla Tirniauz-Pshekishskaia en la estructura contemporánea continúa

desempeñando el papel de costura marginal entre el Cáucaso y la combadura frontal de Kubán Occidental; en la prolongación oriental de la costura ha surgido en la antefosa de Tersk por encima de la falla la zona anticlinal Sunzhenskaia.

Siendo considerable (decenas de kilómetros) la anchura de las zonas de fallas profundas, las limitaciones de éstas intervienen prácticamente en calidad de fallas independientes, según lo hemos visto en el ejemplo de la zona Tirniauz-Pshekishskaya y como eso es justo para la zona Ulutavskaia de ancho de 20—60 km, considerada por A. E. Mijáilov como una falla y por Yu. A. Záitsev como dos fa-

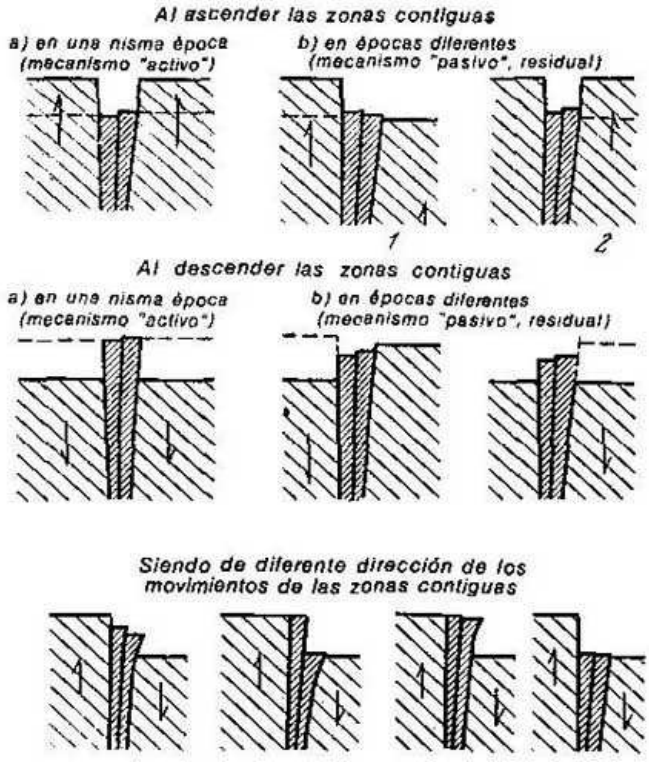


Fig. 132. Dependencia de los movimientos en las zonas de costura con respecto a la dirección de los movimientos de los bloques corticales contiguos (según E. E. Milanovski)

llas aisladas (Ulutavskaia Occidental y Oriental), así como también para la Occidental de los Sayanes, la del Irtish y otras grandes zonas de fallas. Es evidente que en tal caso se debe decir de una *falla par*, por entre la cual se aísla la *zona de costura* de elevada actividad, de historia peculiar y de constitución complicada. El comportamiento de las zonas de costura, según ha esclarecido E. E. Milanovski, se determina por la coyuntura tectónica general.

Durante las fases (o en los tramos) de tracción y alzamiento general. los bloques corticales separados por la zona de costura, se sole-

vantan, mientras que la propia zona se hunde, formándose en ella pandeos en forma de graben. En las fases (en los tramos) de hundimiento general, cuando (donde) los bloques descienden a ambos lados de la zona, esta última sobresale y resalta en forma de horst. Si sus dos limitaciones ascienden o descienden, pero con velocidad diferente, la zona de costura forma un escalón transitorio (fig. 132). Esta ley regular se difunde también a los aulacogenos platafórmicos. Estos cobran la forma de grabens en el fondo de la emergencia general de los escudos o anteclisas. Si este ascenso sigue manifestándose con estabilidad, los grabens permanecen sumergidos (los grabens del Rhin, del Dniéper y Donetz, de Pachelm). Pero si la zona de graben junto con el territorio contiguo se incorpora a un intenso hundimiento general, el fondo del graben experimenta elevación, es decir, tiene lugar la inversión, en el sitio del graben se forma un caballón. Así, en particular, es la historia del graben Viatski, según L. M. Bírina.

§ 2. Los tipos principales de las fallas profundas

No cabe duda que las fallas profundas no sólo son numerosas, sino que muy variadas. Por consiguiente, hace falta clasificarlas de acuerdo con algunos indicios diferentes.

Uno de estos indicios es la profundidad de penetración de las fallas, establecible en base a los datos sísmicos y el carácter de las manifestaciones magmáticas. Desde este punto de vista se pueden distinguir: 1) las *fallas sobreprofundas*, que se engendran en la capa D del manto, o sea, a la profundidad de 400—700 km; con éstas están vinculados los *hiposismos*, según I. V. Mushkétov y G. P. Gorshkov, 2) las *fallas de profundidad media*, que también atraviesan la astenosfera y alcanzan la profundidad de 100—300 km; a éstas se hallan confinados los *mesosismos*, 3) las *fallas profundas subcorticales*[1]), que se profundizan hasta el piso de la corteza y pueden alcanzar el techo de la astenosfera.

Las fallas profundas en su conjunto se contraponen a las *fallas corticales*, que se extinguen en el seno de la propia corteza. Sin embargo, algunos investigadores (A. I. Suvórov, Yu. Ya. Vaschílov) incluyen en la clase de las fallas profundas también las fallas que cortan la capa basáltica de la corteza, pero que se extinguen ante su piso. Semejantes fallas, sin ninguna duda, se deben distinguir de las *fallas corticales superiores*, típicas sólo para las capas granítica y sedimentaria; se pueden denominar *fallas corticales profundas*, pero es dudoso que sea correcto referirlas a las fallas de profundidad. Primero, esto causaría una discordancia entre la noción de fallas profundas y la noción, más amplia, de estructuras profundas, que alcan-

[1]) En la primera edición del libro ellas se denominaron erróneamente corticales.

zan el manto; en segundo lugar, esto ampliaría demasiado la clase de las fallas profundas.

Otro criterio de subdivisión de las fallas profundas es el papel que desempeñan al demarcar grandes estructuras profundas de la corteza terrestre. Este criterio está vinculado en cierta medida con el primero, ya que cuanto más grandes son las estructuras separadas por fallas profundas, tanto mayor es de ordinario la profundidad de las propias fallas. Así, las fallas que separan los continentes de los océanos, o sea, las *fallas perioceánicas* (el anillo de fallas que circunda al océano Pacífico), son al mismo tiempo sobreprofundas. Es verdad que no podemos afirmarlo de seguro con respecto a las fallas situadas en la periferia de los demás océanos, océanos del tipo atlántico. Sin embargo, es posible que ellas también alcanzan profundidades apreciables.

La siguiente categoría de fallas, destacada por el indicio en cuestión, son las *fallas pericratónicas*, o *costuras marginales*, como las denominó a su tiempo N. S. Shatski. Las fallas de dicho tipo, como testimonia su nombre, separan los geosinclinales de las plataformas y determinan los contornos de estas últimas. En algunos casos se ven inmediatamente en la superficie (la zona Tirniauzskaia del Cáucaso Septentrional, la «línea de Logan» en la frontera entre los Appalaches Septentrionales y el escudo Canadiense, las fallas frontales del caledoniano Escandinavo, etc.) y en tal caso son expresadas por corrimientos (Escandinavia[1]), el frente oriental de las Montañas Rocosas en Alberta y Montana). En otros casos, en lugar de las costuras marginales surgieron combaduras frontales, cuya estructura es transparente para las primeras, a modo de la costura de Tirniauz, expresada en la parte axial del pandeo Terski como la zona anticlinal del cordón Sunzhenski.

En algunos casos (los Urales, los Appalaches), ya no tan raros, los miogeosinclinales no se han separado de las plataformas por fallas de tamaño algo considerable. El fundamento se hundía de modo más o menos suave en el interior del sistema geosinclinal hasta las fallas que existían entre las zonas mio- y eugeosinclinales y, por consiguiente, fueron de importancia mucho mayor, por ejemplo, la llamada falla Uralense Magistral en la retaguardia de la elevación limítrofe de Uraltau. Conforme a esto, se deben destacar las *costuras marginales externas* e *internas*. A las costuras marginales internas, análogas a las fallas perioceánicas, tienden frecuentemente las franjas de hiperbasitas del tipo alpino. A veces, estas *costuras ofiolíticas* sustituyen completamente a los eugeosinclinales, por ejemplo, en los Cárpatos Orientales o en los Himalayos (la costura del Indo Superior), pero, además, delimitan las zonas internas y externas de los geosinclinales.

[1]) El traslado considerable (mucho más de 100 km) del llenado volcanosedimentario del geosinclinal caledoniano Escandinavo en dirección del escudo Báltico, condujo a la destitución respectiva de la proyección de la costura marginal en dirección este, respecto a su posición en el fundamento.

La tercera, por su valor, categoría de las fallas profundas son las fallas que aíslan los sistemas geosinclinales de los macizos medianos y los pandeos geosinclinales de las elevaciones geoanticlinales. Se pueden denominar *fallas limítrofes intrageosinclinales*[1]).

Por fin, el cuarto grupo de fallas son las fallas restantes, transversales y longitudinales de las regiones geosinclinales y de las plataformas; en particular, ellas determinan la constitución escalonada de las alas y los hundimientos de las zonas plegadas, de las combaduras frontales y entre montañas; se han denominado *fallas entre bloques*. Por la profundidad de ubicación son, en caso límite, subcorticales o simplemente corticales profundas. Fudamentalmente con estas fallas están vinculadas las manifestaciones del magmatismo siálico con los focos situados en el seno de la corteza.

Las principales fallas transversales de las fajas geosinclinales prosiguen en el franjeamiento platafórmico (en el capítulo anterior se consideró el ejemplo de las fallas caucasianas que pasan a la Placa Rusa, asignado por primera vez por N. S. Shatski).

Toda la faja latitudinal alpina de Europa está cortada por las fallas transversales de rumbo longitudinal, que van hacia el sur en el mar Mediterráneo y de la plataforma Africana y hacia el norte en la plataforma epipaleozoica de la Europa Central y en la antigua plataforma Europea Oriental. Estas fallas recibieron el nombre de *pasantes*[2]); al pasar de la faja geosinclinal a la plataforma, la dirección de traslación con frecuencia cambia por la inversa.

Así son las cosas, por ejemplo, en la zona Pshejsko-Adlerskaia de fallas transversales, que separa el Cáucaso Central del Cáucaso Noroeste y la antefosa del Kubán Occidental de la saliente Adiguéiskaia y del pandeo Oriental del Kubán. Dentro de los límites del Cáucaso Mayor y del sistema de antefosas, por las fallas de esta zona las alas occidentales descienden respecto a las orientales. Más al norte, en la región de la plataforma epiherciniana precaucásica, el rumbo de traslación cambia por el inverso: al este de dicha zona está situada la elevación Eisko-Berezánskoe y al este, la depresión Tijorétsco-Kropótkinskaia. Un comportamiento análogo lo manifiesta la falla Caspiana Occidental, que atraviesa la depresión Caspiana Media y el Cáucaso Meridional. Al norte ella limita con la parte este de la antefosa Térskaia, más al sur determina la frontera occidental de las partes más hundidas de las combaduras periclinales Kusaro-Divichinskaia y Shemajino-Kobistanskaia, así como también del núcleo del meganticlinorio del Cáucaso Mayor, constituido por el jurásico inferior y medio. Por lo común, semejante cambio del signo de desplazamiento a lo largo de una falla pasante se opera bruscamente al atravesar las fallas longitudinales, sobre todo, las costuras marginales.

---

[1]) Por lo visto, precisamente a esta categoría de fallas el conocido investigador del Tian-Shan N. M. Sinitsin propuso denominarla fallas marginales; sin embargo, la prioridad pertenece al término «costura marginal», introducido al uso por N. S. Shatski para las fallas de rango mayor (los verbos «costura estructural» y «falla de profundidad», en esencia, son sinónimos).

[2]) Con el nombre de «fallas pasantes» A. V. Peive a su tiempo destacó las fallas profundas que salen a la superficie, pero este término no gozó de amplia difusión. Un término especial es necesario evidentemente sólo para designar las fallas que no alcanzan la superficie; se denominan ocultas o ciegas.

Las fallas pasantes transversales por su dirección, pueden pasar a ser longitudinales. Así, el sistema de fallas longitudinales de los Urales, prosiguiendo hacia el sur, atraviesa la placa epiherciniana de Turán y luego la faja alpina aproximadamente en la franja de la frontera de Irán y Afganistán; dentro de los límites de la faja alpina ella resulta ya completamente transversal. Las fallas pasantes transversales con respecto a la faja plegada alpina de Europa son longitudinales respecto al fundamento proterozoico antiguo y arcaico de las plataformas Europea Oriental y Africana y de la propia faja alpina. La transición de las fallas longitudinales en transversales y viceversa se debe también a las bruscas variaciones del rumbo de los sistemas geosinclinales. Las fallas longitudinales con respecto a Pai-Joi y Timan se hacen transversales (oblicuamente transversales) con respecto a los Urales Septentrionales y, atravesándolos de parte a parte, prosiguen en la región de la placa Siberiana Occidental.

Aunque las fallas longitudinales y transversales coexisten en las fajas geosinclinales, su papel relativo en diferentes etapas y estadios de desarrollo de estas últimas resulta diferente. En el estadio de hundimientos iniciales (o de reanudación de éstos) y en el período de inversión y orogénesis, manifiestan la mayor actividad las fallas longitudinales, que se desarrollan originariamente en el ambiente de tracción, después en el ambiente de compresión y luego, de nuevo, en el de tracción; en el primero y último casos con la actividad de estas fallas está vinculado el magmatismo efusivo; en el segundo, el magmatismo intrusivo y la formación de los pliegues (plegamiento de compresión general, véase el cap. XII, § 1). Por el contrario, en las fases intermedias, que se caracterizan por un desarrollo de relativa tranquilidad, y en la fase de alzamientos finales de las estructuras plegadas crece notablemente la actividad de las fallas transversales, que sirven, en particular, de canales para efusiones volcánicas superficiales. Como ya hemos señalado más arriba, para las fallas transversales es típica, además, la discontinuidad, debida a la extinción de éstas en los tramos donde atraviesan los anticlinorios de inversión.

Un grupo especial lo constituyen las fallas comunes no sólo para los geosinclinales y las plataformas continentales, sino que para los continentes y los océanos en conjunto. Así son, por ejemplo, las fallas latitudinales de la parte noreste del Pacífico (Mendocino, Pioneer, Merrey, etc.), descritas por primera vez por H. Menard; atraviesan la faja de las Cordilleras Norteamericanas, dividiéndola en segmentos esencialmente diferentes por su historia y estructura. La falla Clarión, la más austral de éstas, atraviesa Méjico acompañada de una serie de volcanes eminentes, después se extiende a la parte septentrional del mar Caribe y se registra al sur de las islas Grandes Antillas.

El papel de estas fallas «*superpasantes*» (alineaciones planetarias, superalineaciones) altera sustancialmente al pasar de la región de desarrollo de la corteza oceánica a la región de desarrollo de la corteza continental. En las partes centrales del océano con estas fallas está vinculada la formación de las cordilleras medianas y otras; en la

zona transitoria al continente, de los sistemas geosinclinales y de las estructuras plegadas originadas de éstos; en las partes interiores de los continentes, de las fallas del fundamento de las plataformas, divididas en grandes bloques hundidos y solevantados.

De tal manera, podemos imaginarnos que a una misma falla, que se extiende aproximadamente a lo largo del 140° de longitud este, se hallan confinadas la cordillera subácuea de Lomonósov en el océano Artico, las islas de Nueva Siberia, la delimitación occidental del meganticlinorio de Verjoiansk, el antiguo macizo de Ojotsk, las estructuras de plegamiento de Sajalín, la isla Yeso, la parte norteña de la isla Hondo y, al fin, el arco insular de Idzu y Bonin. De un ejemplo más puede servir la alineación planetaria, con la cual, dentro de los límites de la placa Siberiana Occidental, está vinculada la zona de rift Urengoisko-Koltogórskaia; en el Kazajstán Central, la falla oblicua homónima; dentro de los límites de la plataforma de Indostán, el graben de Cambay; en el océano Indico, la falla que demarca al este la cordillera subácuea coronada de los archipiélagos de las islas Laquedivas, Maldivas y Chagos. Sin embargo, se debe tener en cuenta que la manifestación superficial de semejantes alineaciones puede ser discontinua; así, el lineamiento que acabamos de mencionar, se interrumpe en el tramo de amontanamiento del Pamir y Punjab, donde los pliegues de recubrimiento arqueado de la cobertura aplastan las fallas del fundamento.

La función de las fallas profundas con respecto a las estructuras circundantes puede variar no sólo en el espacio, sino también en el tiempo. Al extenderse el geosinclinal en dirección de las plataformas, las costuras marginales pueden ocupar el puesto de fallas limítrofes intrageosinclinales tal como sucedió, por ejemplo, con la falla de Tirniauz en el Cáucaso Mayor en el estadio orogénico del ciclo alpino. Por el contrario, al pasar una parte de la faja a la etapa platafórmica de desarrollo, la falla que había sido interior puede convertirse en marginal. Las fallas entre bloques, las que separan escalones aislados del fundamento, pueden desempeñar el papel de fallas limítrofes, separadoras de elevaciones y pandeos, y viceversa.

También varía en el tiempo y en el espacio la profundidad de asentamiento de las fallas. Dentro de los límites de las fajas orogénicas oceánicas las fallas alcanzan con sus raíces sólo la parte superior del manto; a su penetración más profunda obstaculiza, evidentemente, el manto superior calentado y ablandado. En las fajas activas geosinclinales las fallas adentran a la máxima profundidad, alcanzando la parte inferior de la capa de Golitsin (capa D). En las plataformas la profundidad de asentamiento de las fallas activas disminuye de nuevo: allí, presumiblemente predominan las fallas profundas corticales y subcorticales. Es obvio que a medida que pase un tramo cortical dado de un tipo estructural a otro, también cambia la profundidad de penetración de la falla en el manto: inicialmente aumenta debido al enfriamiento y «endurecimiento» de la corteza, luego disminuye merced a la «consolidación» de la falla a expensas de los productos magmáticos de diferenciación profunda. Hablando de una manera general, el ambiente más favorable para que surjan fallas, es una corteza consolidada: la parte superior (capa granítica) en las zonas de elevado flujo calorífico, todo el volumen en las zonas de

bajo flujo calorífico. De allí las fallas pueden penetrar tanto en la capa sedimentaria como en el manto superior. En el primer caso las fallas «crecen» desde abajo hacia arriba; en el segundo, desde arriba hacia abajo.

N. V. Shablínskaia, en base al material de las jóvenes placas de la URSS, elaboró un criterio para el reconocimiento de dos categorías de fallas, denominadas con poco acierto exógenas y endógenas. Al recontar las anomalías gravitacionales y magnéticas de diferentes alturas para el hemisferio superior, las fallas de la primera categoría manifiestan originariamente un acrecentamiento, después, una baja de su intensidad de expresión, lo que testimonia una gran profundidad de su asentamiento. Se interpretan como fallas anteriores a los geosinclinales (se trata, por supuesto, de los geosinclinales fanerozoicos) y como fallas platafórmicas; las primeras resultan más profundas. Las fallas de la segunda categoría, o sea, las geosinclinales, disminuyen su intensidad con bastante rapidez, al recontar para el semiespacio superior; eso testimonia que se amortiguan con la profundidad, hecho motivado probablemente, porque ellas se cicatrizan a cuenta de las injerencias magmáticas, como también lo supone N. V. Shablínskaia.

Los resultados del sismosondeo profundo (V. B. Sollogub, A. V. Chekunov), así como también el tratamiento de los datos referentes a las anomalías gravitacionales y magnéticas, efectuado por Yu. Ya. Vaschílov, han mostrado que las fallas, tanto profundas como profundas corticales, se extinguen por arriba y por abajo, a ciertos niveles en la corteza y en el manto, lo que posibilita descifrar su edad e historia. En conjunto, la cantidad de las fallas, máxima en la capa granítica, disminuye a medida que se profundicen en el manto. Sólo muy pocas fallas (las sobreprofundas, véase más arriba) consiguen atravesar la astenosfera, por lo visto, en las épocas de aumento máximo de su viscosidad, de su máximo enfriamiento. En adelante la superficie de la falla sobreprofunda puede quedar atravesada, como si hubiese sido interrumpida por capas astenosféricas, lo que condicionará la disposición discontinua de los focos sísmicos.

A grandes profundidades en el manto la naturaleza física de las fallas debe diferir esencialmente de la registrada en la corteza y, sobre todo, a flor de la Tierra. Aquí éstas son más bien zonas de viscosidad reducida y de flujo plástico del material a lo largo de determinadas superficies, verticales o inclinadas. No obstante, las manifestaciones de la sismicidad evidencian la posibilidad de acumulación de tensiones elásticas.

Además, un valioso indicio de clasificación de las fallas profundas es el *carácter de traslación según estas fallas*, es decir, su naturaleza cinemática. Desde este punto de vista las fallas profundas se pueden subdividir análogamente a las fallas de la envoltura sedimentaria, es decir, en fallas escarpadas, fallas inversas, cabalgamientos y fallas rumbodeslizantes.

Muchas fallas (fracturas) profundas tienen contornos rectilíneos e inclinación vertical o próxima a ésta; el desplazamiento a lo largo de ellas se opera mayormente por la vertical, de ahí que son *fallas escarpadas profundas*. Al igual que toda escarpa, las escarpas profundas se

originan en las condiciones de tracción de la corteza terrestre, lo que ocurre tanto en las bóvedas de grandes elevaciones como en las partes axiales de profundas depresiones. A las escarpas profundas se refieren indiscutiblemente las fracturas que demarcan a los aulacogenos platafórmicos y a los rifts de las fajas orogénicas epigeosinclinales y epiplatafórmicas. Así es la naturaleza de las fracturas Baikálicas, de las limitaciones del graben del Rhin, de los rifts del Africa Oriental y del litoral este del mar Mediterráneo. Con estas fracturas están vinculadas las efusiones del magma basáltico y traquibasáltico. Como escarpas de profundidad se debería considerar también las fracturas de los bordes eugeosinclinales en el estadio inicial de su desarrollo, que también sirven de conductoras del magma.

Si las principales fracturas que delimitan los rifts se pueden considerar escarpas profundas, en tal caso las zonas de rift en conjunto, atendiendo a su gran extensión (muchas centenas o incluso miles de kilómetros) y la pequeña anchura (decenas de kilómetros), se deben estimar como *aberturas profundas*. De esta forma, *los rifts se pueden definir como grabens profundos, aberturas de escala planetaria*. Según sea la corteza en que desarrollan, se subdividen en continentales y oceánicas. A los *rifts oceánicos* se refieren los rifts longitudinales y transversales (del tipo de la depresión de Romansh) de los dorsales oceánicos medianos; a los *rifts continentales*, los rifts de las fajas orogénicas epiplatafórmicas y epigeosinclinales (por ejemplo, los grabens de los Andes, el graben mediano de Kamchatka), así como también los aulacogenos, en particular, platafórmicos de Gondwana (de la época de Karroo en el Africa del Sur, de la época de Gondwana en Indostán, etc.).

Las fallas inversas profundas se originan al transformarse las fallas normales profundas limitadoras de rifts debido a la sustitución de la tracción por la compresión. Como resultado el propio rift se convierte en *falla* o en *plataforma*.

Los desplazamientos profundos se caracterizan a veces por la forma arqueada de intersección con la superficie aflorante y por la inclinación hacia el ala superior. A ellos pertenecen, al juzgar según los datos referentes a los focos sísmicos, las fracturas perioceánicas del anillo de océano Pacífico, llamadas zonas de Benioff. Por estas fracturas la corteza oceánica se desplaza hacia abajo de la continental, o sea, según se dice, tiene lugar una *subducción* (véase el cap. XIV). La inclinación del plano de desplazamiento profundo, a juzgar por la distribución a su largo de los focos sísmicos, crece regularmente con la profundidad.

Las fallas de corrimiento profundas y los *charriages* son difundidos en las zonas interiores, eugeosinclinales, de los sistemas plicativos y tienen en su piso complejos ofiolíticos, incluyendo hiperbasitas serpentinizadas, de ordinario, harzburguitas, que se consideran como bloques erráticos de la parte superior del manto. Estos complejos, por lo común, están fuertemente alterados, e incluso convertidos en el denominado *melange serpentinítico*, que consta de fragmentos dimi-

nutos de serpentinita entre los cuales como si flotasen grandes bloques de otras rocas de asociación ofiolítica.

Es de gran interés el tercer tipo de fracturas profundas: *desplazamientos profundos* con una dislocación horizontal predominante de unos bloques de la corteza con respecto a otros. Muchos investigadores contemporáneos, sobre todo, norteamericanos y canadienses, se inclinan a denominar desplazamientos, si a no todas las fracturas profundas, por lo menos a la mayoría de éstas. Esto es motivado principalmente por los resultados de definición de los parámetros dinámicos de los sismos, que indican el predominio de los desplazamientos horizontales, sobre todo, dentro del marco del anillo del océano Pacífico. En los segmentos septentrional y noroeste de este anillo se registra un desplazamiento en el sentido antihorario con respecto a las alas más periféricas de las rupturas. Sin embargo, por ahora para un número relativamente reducido de fallas profundas, se tienen testimonios geológicos directos de desplazamientos horizontales.

Uno de los desplazamientos profundos más estudiados es *la fractura San Andreas* en California, que entra en el sistema del anillo de fracturas del océano Pacífico. La fractura San Andreas se extiende desde el cabo Point Arena, al norte de San Francisco, hasta el golfo de California por una línea, casi recta, orientada en 320° al NO, en una distancia de cerca de 900 km (fig. 133). A lo largo de esta fractura se registraron reiterados desplazamientos durante los sismos, en particular, durante el gran terremoto del año 1906 en San Francisco, cuando la dimensión de los desplazamientos horizontales alcanzó unos 6 m. Durante el terremoto del año 1940 en Imperial Valley, cerca de la frontera mejicana, los bordes del canal situado allí fueron desplazados en el plano casi en 5 m. En estas dislocaciones el ala oeste de la fractura se desplazó hacia el norte con respecto al ala oriental, es decir, la ruptura se define como desplazamiento derecho. Actualmente, según se ha establecido mediante triangulaciones reiteradas, los desplazamientos prosiguen con la velocidad de 1,5 cm/año. Las dislocaciones se evidencian asimismo en los desplazamientos de cauces fluviales, que llegan a ser de 25 km, en las rupturas de otra dirección atravesadas por la fractura de San Andreas, en la formación de los pliegues de arrastre ubicados bajo un ángulo agudo con respecto a la fractura (sobre estos pliegues más detenidamente véase el § 3 del cap. XI).

El tiempo de surgimiento de la fractura de San Andreas y, respectivamente, la magnitud del desplazamiento horizontal son objeto de discusión hasta el presente. M. Hill y J. Dibblcy, quienes ocupan en esta discusión una de las posiciones más extremas, consideran que dicho desplazamiento tiene una edad anterior al cretáceo, probablemente, jurásica tardía, determinando la amplitud de los desplazamientos horizontales en 580 km. W. Hamilton tiende la prolongación austral del desplazamiento a través del golfo de California hacia el litoral mejicano y considera que toda la península de California ocupa su posición actual merced a este desplazamiento, y que originariamente formó un todo único con el macizo de la Sierra Madre del Sur en Méjico. En obras recientes la formación del desplazamiento se refiere a los fines del cretáceo y a principios del paleógeno; la componente horizontal del desplazamiento, a partir de la época eocénica, se aprecia en 370 km. La magnitud del desnivel se determina primordialmente en base a la difusión de ciertas facies sedimentarias a ambos lados de la fractura; naturalmente, los datos para las épocas tardías son más fidedignos que los referentes a las épocas antiguas. En la actividad desplazante de la fractura durante todo el pleistoceno, ya nadie duda; la dislocación respectiva constituye 16 km. Se cree más verosímil que la fractura de San Andreas se engendró como escarpa profunda y se convirtió en desplazamiento ya en el estadio orogénico de desarrollo de California, o sea, en el paleógeno. El rechazo

horizontal del desplazamiento podría alcanzar, por consiguiente, unas pocas centenas de kilómetros.

El extremo septentrional del desplazamiento ofrece graves dificultades. En la región del cabo Mendocino se opera la conjugación de la fractura San Andreas con la fractura Gorda, una de las fracturas latitudinales de la parte noreste del océano Pacífico. Aquí la componente horizontal de la fractura San Andreas ya debería ser igual a cero o, es de suponer, que ésta hace un giro brusco hacia el oeste, confundiéndose con la fractura Gorda, que se caracteriza por desplazamiento izquierdo y no derecho. Como veremos más abajo, un problema análogo surge con respecto a algunos otros desplazamientos de profundidad.

Otro desplazamiento profundo bien documentado es la *ruptura Grate Glen* en Escocia del Norte (fig. 134). La dimensión del desplazamiento según esta ruptura está determinada por W. Kennedy en más de 100 km, en base a las si-

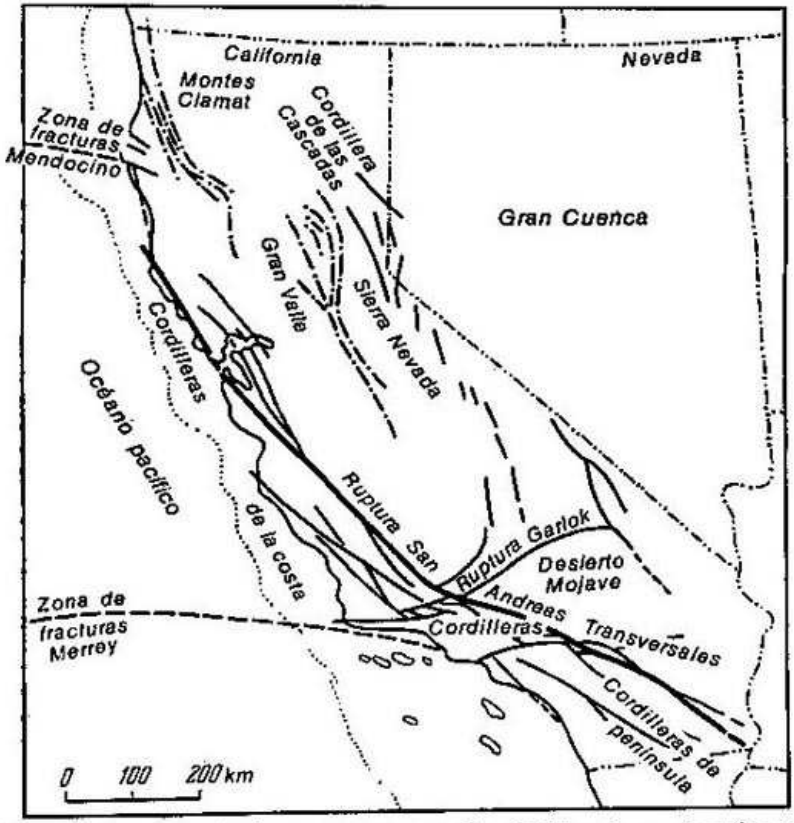


Fig. 133. Ruptura San Andreas y rupturas de California conjugadas con ésta (según F. B. King)

guientes consideraciones. Sea que el ala noroeste se traslada a esta distancia en dirección noreste, entonces el plutón de los granitos de Foyer del ala sureste coincidirá, incluyéndose los detalles, con el macizo Estronshiano de granitos análogos al del ala noroeste; en particular, coincidirán sus aureolas migmatíticas, los campos de fases aisladas de la intrusión, y nos resultará un pivote granítico de contornos regulares. También coincidirán las zonas de metamorfismo idéntico del complejo esquistoso moinense e incluso quedará descubierta la prolongación suroeste del corrimiento de la península de Moine en forma de ruptura en la isla Islay.

A título de gran desplazamiento es descrito, además, la llamada fractura Alpina de la isla austral de Nueva Zelandia; para ella se admite un desplazamiento horizontal del orden de unos 480 km.

En la URSS ya hace mucho tiempo se enunció la suposición del carácter desplazante de la fractura de Talaso-Ferganá del Asia Central (V. N. Ognev). Esta fractura de rumbo noroeste y extensión de más de 800 km atraviesa obli-

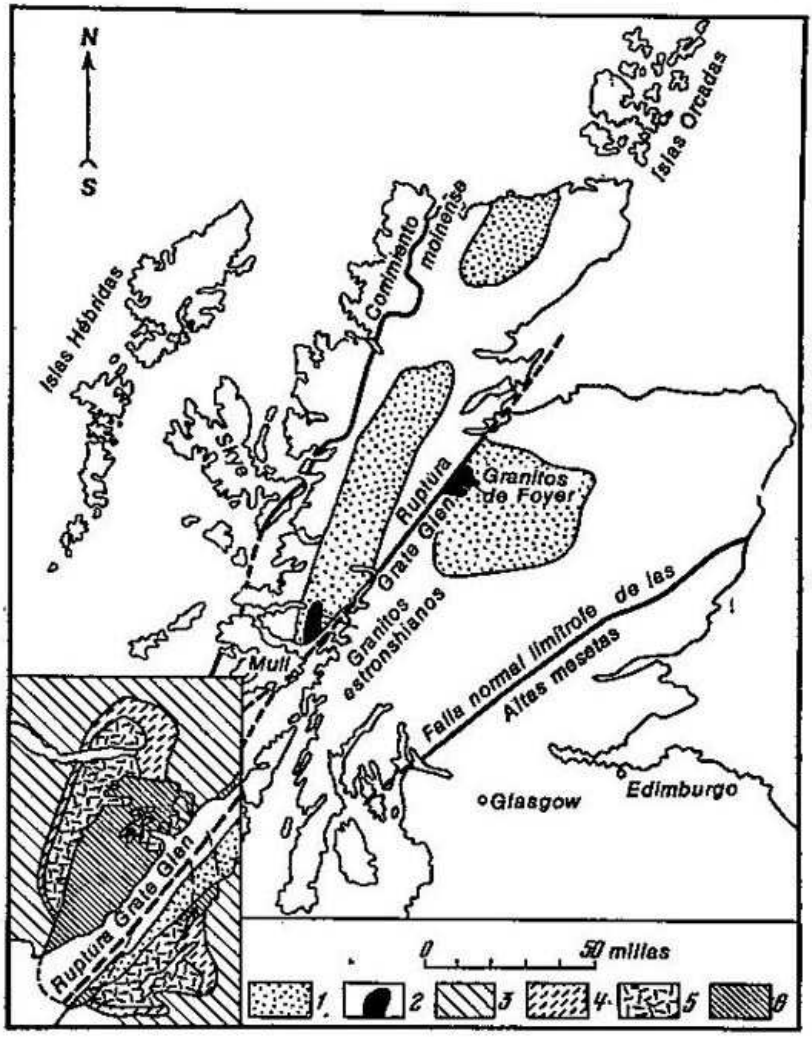


Fig. 134. Fractura Grate Glen en Escocia (según W. Kennedy)
1—arenisca roja antigua (la parte media); *2*—complejos intrusivos granitoideos; *3*—esquistos moinenses; *4*—tonalitas; *5*—granodioritas en forma de pórfido; *6*—granitos biotíticos de grano fino

cuamente las principales estructuras de plegamiento y zonas de estructuras faciales del Tian-Shan Mediano. Las investigaciones más detalladas las efectuaron en la zona de dicha fractura L. B. Vongas, V. S. Burtman y A. I. Suvórov.

En base a las obras de estos investigadores se puede concluir de que la fractura de Talaso-Ferganá se engendró ya en el paleozoico medio, pero primero

en forma de falla normal. Ella conservó esta forma hasta el presente en su parte noreste, en el cordón Talaski y en el Karatáu Mayor, donde sirve de frontera entre las zonas de plegamiento caledoniano y caledoniano-hercíniano. Más al sureste las dislocaciones verticales se sustituyeron, en el paleoxoico tardío (pérmico) y en el triásico, por las horizontales; aquí la fractura ya ocupa una posición secante con respecto a las zonas de estructura faciales y desplaza las franjas isofaciales de los depósitos del paleozoico medio a una distancia de 180 a 200 km (fig. 135). No obstante, en dirección noroeste los desplazamientos horizontales se extinguen, lo que, según G. I. Makárichev y A. I. Suvórov, se compensó por

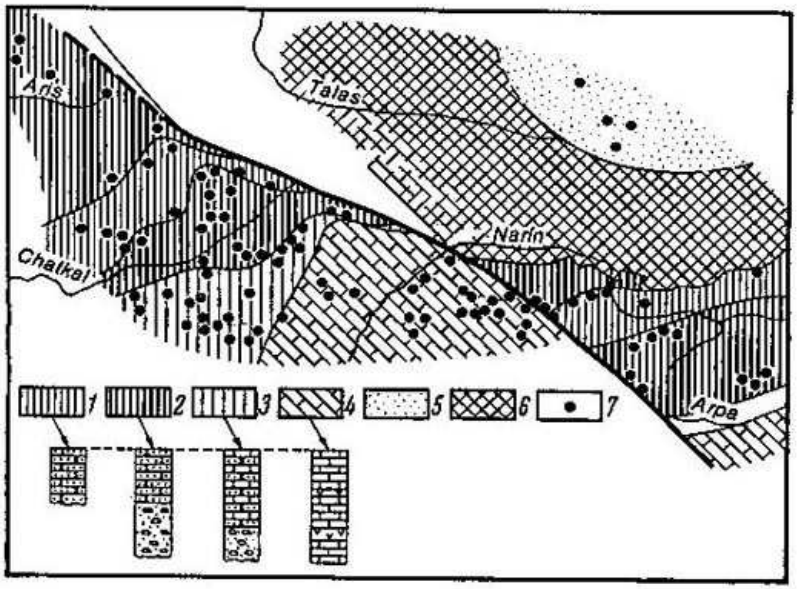


Fig. 135. Esquema de distribución de depósitos givetienses y franconiense en el territorio adyacente a la fractura de Talaso-Ferganá (según V. S. Burtman)
1—4—tipos de cortes; *5*—depósitos abigarrados terrígenos del Tian-Shan Septentrional; *6*—región de denudación; *7*—emplazamiento de los cortes estratigráficos

la formación de corrimientos en el ala sudoeste de la fractura, en las cordilleras Chatkalski y Pskemski. A fines del triásico y a principios del jurásico es presumible que la fractura se desarrollara de nuevo como falla normal; a lo largo de ella se originó el graben jurásico profundo de la cordillera de Ferganá, luego de esto se reanudaron los desplazamientos horizontales, lo que se documenta por el surgimiento, en el ala sudoeste, de pliegues consedimentacionarios cercanos al desplazamiento, que se desarrollaron lo más enérgicamente en el jurásico, cretáceo antiguo, neógeno y antropógeno. El salto neto desde los fines del cretáceo antiguo, lo aprecia N. N. Verzilín en 60 km. Las dislocaciones más tardías, a semejanza de la fractura San Andreas, se manifestaron en el desplazamiento de la red de barrancos con una amplitud del orden de unas centenas de metros (E. A. Rantsman).

Actualmente el carácter desplazante de las fallas diagonales se presupone para muchas fracturas eminentes del Asia Media, de la zona de plegamiento Uspénskaia del Kazajstán Central, de las zonas de fallas Predguisárskaia y Predarvázskaia de Tadzhikistán (A. I. Suvórov, S. A. Zajárov).

B. A. Ivanov demuestra la naturaleza desplazante de las principales fracturas del Sikhota Alín, G. D. Azhguiréi argumenta el carácter desplazante de las fracturas profundas del Cáucaso y del Kopet-Dag, N. Pavoni deduce una conclu-

sión análoga con respecto a las principales rupturas de todo el tramo asiático anterior de la zona alpina de Eurasia. El ejemplo más brillante de un eminente desplazamiento activo en la época contemporánea nos lo da aquí la fractura Magistral de la Anatolia Septentrional, que atraviesa toda la Anatolia desde el mar de Mármara en el oeste y prosigue en forma de ramificaciones aisladas en los márgenes del Cáucaso Menor.

Basándose en el material referente al Cáucaso, los Urales y otras regiones, G. D. Azhguiréi dedujo la regla empírica según la cual en el exterior de las fracturas arqueadas los desplazamientos son dirigidos radialmente con respecto al centro del arco y en su interior, al encuentro del centro. En otras palabras, en el exterior del arco debe predominar la tracción y en el interior, la compresión; en una mitad del arco el desplazamiento es izquierdo y en la otra, derecho.

Desplazamientos horizontales muy considerables se indican, en base a la dislocación de las zonas de anomalías magnéticas bandeadas, para las fracturas latitudinales de la parte noreste del Pacífico, mencionadas más arriba; de más de 1000 km, para la fractura Mendocino.

De esta forma, las ideas de que a lo largo de muchísimas fracturas profundas transcurrieron grandes desplazamientos horizontales, que midieron decenas o centenas de kilómetros y de que, por lo tanto, esas fracturas son fallas laterales, se han hecho populares. Los testimonios más evidentes de la existencia de fallas tangenciales (laterales) son los desplazamientos horizontales registrados durante los sismos, además de las fracturas San Andreas y de la Anatolia Septentrional, para la fractura Dolinoozorski en el Altái de Gobi (de hasta 1,5 m durante el terremoto del año 1957) y para una serie de otras más. Datos completamente objetivos nos proporcionan también las mediciones geodésicas de los movimientos contemporáneos y las investigaciones sismológicas para determinar la orientación de las tensiones en el foco sísmico. De una importancia algo menor es la dislocación de los cauces fluviales (las fracturas San Andreas y Talaso-Ferganski), por cuanto no se excluye la posibilidad de adaptación de los cauces a la zona atenuada de fractura, ya existente; no obstante, la igualdad de los saltos netos para un sistema entero de semejantes abatideros es un grave testimonio de que estas dislocaciones son secundarias.

Para localizar los desplazamientos horizontales de origen precuaternario se utilizan, según hemos visto más arriba, ya los indicios indirectos, a saber: 1) *estructurales*, o sea, un desplazamiento o una disposición típica (dibujo estructural, paragénesis) de los ejes de los pliegues, de las rupturas de plumaje, de las depresiones cercanas a la fractura, etc. (fig. 136); 2) *sedimentacionarios-paleogeográficos*, o sea, una dislocación de las zonas isofaciales (isópicas), una dislocación de la zona de arrastre del material detrítico con respecto a la región de su acopio, una dislocación de las zonas de igual potencia, etc.; 3) *metamórficos-magmatológicos*, o sea, una rotura y dislocación de los macizos intrusivos y de las aureolas metamórficas de contacto que las acompañan (¡Grate Glen!); una dislocación de las zonas de grado idéntico de metamorfismo, de las coladas de lava con respecto a los

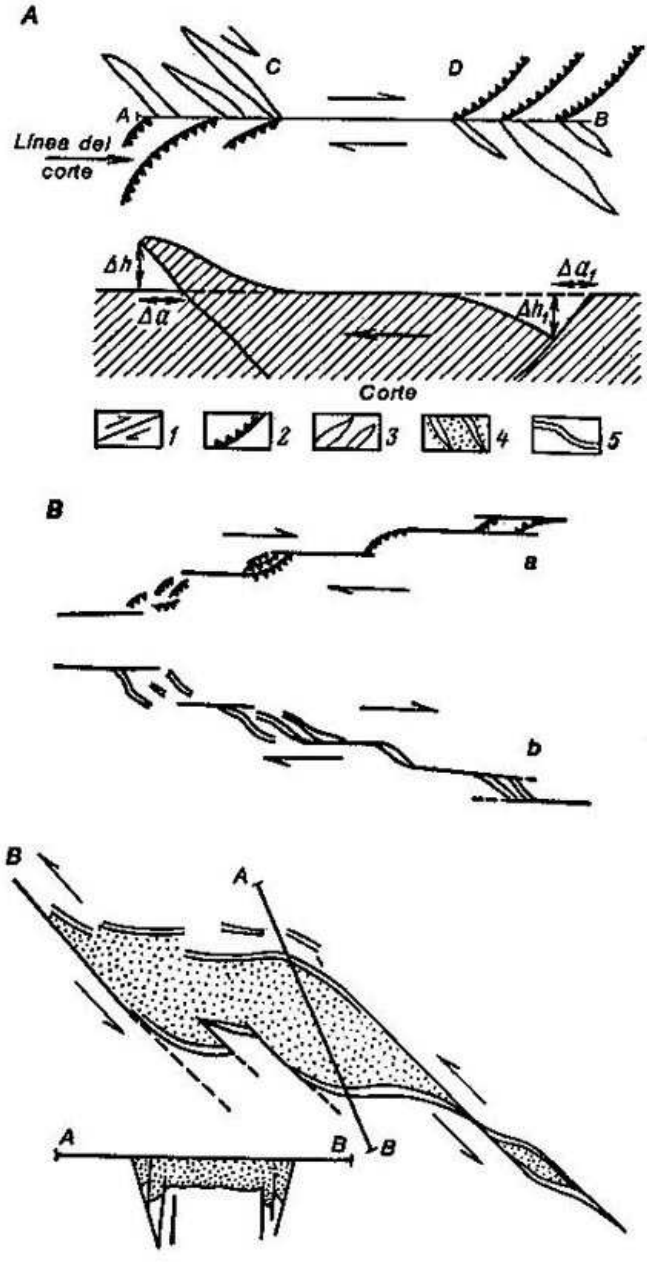


Fig. 136. Esquema principal de disposición de las estructuras asociadas con fallas laterales (según V. S. Burtman, A. V. Lukiánov, A. V. Peive, S. V. Ruzhentsev)

A—estructuras de tracción y compresión cerca de los extremos de la falla lateral; *B*—esquema de constitución de la depresión originada en la zona de tracción; *C*—constitución de las zonas de fallas laterales escalonadas

1—estructura de la falla lateral; *2*—regiones de las estructuras de compresión y sus rumbos; *3*—estructuras de tracción en la fig. *A*; *4*—ídem, en la fig. *B*; *5*—ídem, en la fig. *C*

centros de erupción; una dislocación de filones, diques, cuerpos meníferos (son ejemplos claros los de Karamazar en el Asia Central); 4) *geofísicos*, o sea, una dislocación de los ejes y de todo el dibujo de las anomalías gravitacionales y, sobre todo, magnéticas (¡fallas latitudinales del océano Pacífico!); una dislocación de las provincias de paleofauna (lo empleó K. A. Hall con respecto a la fractura San Andreas: la dislocación a 80 km de las zonas idénticas de fauna molusca del mioceno superior); 5) *geomorfológicos*, o sea, a parte del desplazamiento de los cauces ya mencionado, una dislocación de los conos de arrastre y de los deltas con respecto a los ríos, segmentos de las colinas y depresiones, atravesadas de modo oblicuo por la fractura, etc.[1]).

Una cuestión especial es el problema de compensación de los desplazamientos horizontales al extinguirse la falla oblicua en dirección del rumbo, en particular, al cortarla por otra fractura tal como esto ocurre, por ejemplo, en el extremo septentrional de la fractura San Andreas. Un procedimiento de compensación de las tensiones surgidas es la formación de los pliegues y, sobre todo, cabalgamientos; con motivo de esto A. I. Suvórov presentó la idea de los *dinamopares conjugados*: desplazamientos y cabalgamientos, que se desarrollan a lo largo de las fracturas perpendiculares entre sí. En efecto, en muchas regiones plegadas (los Alpes, el Cáucaso, los Appalaches, etc.) se ha establecido que grandes cabalgamientos de declive suave se delimitan a los lados por los desplazamientos que los separan de los tramos no afectados por dislocaciones horizontales semejantes (véase el § 1 del cap. XII). Lo mismo puede ocurrir en el caso de una falla de desplazamiento profundo.

Otro modo de compensación de los desplazamientos horizontales según las fallas rumbodeslizantes lo supone J. T. Wilson para las *fallas transformantes*, que él destacó en los océanos (véase más arriba, el cap. IX). Como se ha señalado, se admite que los desplazamientos según estas fracturas, los dorsales oceánicos medianos y transversales y los bordes de los continentes, en la frontera océano—continente, donde la componente horizontal del desplazamiento disminuye hasta cero, se compensan hundiéndose la corteza oceánica bajo la continental.

En las estructuras plegadas hay que distinguir dos tipos de fallas laterales: *longitudinales* (a guisa de la falla lateral Principal Uralense o la falla marginal del Kopet-Dag) y *transversales* (por ejemplo, la línea Shkoder—Pech, limítrofe entre los Dináridos y los Helvéticos). A lo largo de las fallas laterales se desplazan, o a veces se acuñan, zonas estructurales de formación aisladas de los sistemas geosinclinales plegados.

Como lo han establecido las obras de G. I. Makárichev y A. I. Suvórov, *los desplazamientos a lo largo de las fallas laterales coinciden* en lo fundamental, si no exclusivamente, con los *períodos orogénicos*.

[1]) A los lectores que se interesan especialmente por la metódica para descubrir las fallas diagonales, se recomienda el libro «Fracturas y movimientos horizontales de la corteza terrestre» y la monografía de A. I. Suvórov (1968).

Precisamente estas fallas laterales, así como también las fallas normales e inversas profundas, que surgen en el estadio tafrogénico de desarrollo, las observamos con más frecuencia en la superficie o en el piso de la cobertura sedimentaria en los antiguos sistemas de plegamiento y en el fundamento de las plataformas. Estas fracturas verticales y subverticales alteran y enmascaran corrimientos y charriages más antiguos, lo que causa una impresión falsa del predominio de las fracturas verticales en la estructura, sobre todo, al emplear los datos de la prospección sísmica, que fija con preponderancia precisamente los desplazamientos verticales.

Las fracturas profundas rara vez se encuentran «aisladas»; semejantes *fracturas solitarias* se registran más frecuentemente en las plataformas. Son de difusión amplia las *fracturas pares*, con aislamiento entre ellas de *las zonas de costura* en forma de grabens u horsts, de lo que tratamos antes. En las plataformas estas zonas están patentizadas como pandeos en forma de graben del fundamento y de la parte inferior de la cobertura y como grupos de caballones de la parte superior de la cobertura; en los geosinclinales (regiones de plegamiento), como elevaciones anticlinales, a veces dobles, angostas, pero bien ostensibles (véase el § 1 del cap. XI). A los sistemas geosinclinales en conjunto les corresponden *los sistemas de fracturas profundas* de extensión paralela de 20 a 40 km. A su vez, a las fajas geosinclinales les corresponden *las fajas de fracturas profundas*, que se condensan dentro del marco de los sistemas geosinclinales y se enrarecen sensiblemente en las regiones de los macizos medianos.

La convergencia y confusión de las fracturas profundas contribuye al cierre y a la degeneración de los sistemas geosinclinales, convirtiéndose ellos inicialmente en geosinclinales intracratónicos, después en aulacogenos, y luego en fracturas intraplatafórmicas aisladas. Es evidente que la ramificación de las fracturas profundas con el ensanchamiento de los bloques entre fracturas también lleva a la transición de los sistemas geosinclinales a los terrenos poco activos de la corteza terrestre. Las condiciones más favorables para el desarrollo de los geosinclinales se crean al ser determinada la espesura de disposición de las fracturas, establecida empíricamente en 20—40 km (véase más arriba).

§ 3. Sistema planetario de fracturas profundas. Lineamientos y problema de su origen

De la existencia en la envoltura exterior de la Tierra, es decir, en la corteza terrestre, de una «red única y relativamente simple de fracturas» ya advirtió W. Hibbs. Más tarde esta idea ganó el apoyo de muchos investigadores: Sonder, Shatski, Vening-Meinesz y otros. Sonder denominó a la red planetaria de las fracturas *red regmática*. Más de una vez se hicieron tentativas en sistematizar los datos obtenidos acerca de las principales fracturas: ya en escala de los conti-

nentes aislados (Africa—E. Krenkel, Europa—R. Staub, el Asia Oriental—Li Si-Guan, Australia—E. Hills), ya en la de todo el globo terráqueo (J. Moody y M. Hill, I. I. Chebanenko). Para el análisis planetario es necesario tomar en consideración ya no fracturas profundas aisladas, sino que sistemas enteros de estas fracturas y flexuras, los cuales se manifiestan en forma de rupturas, plegamiento, vulcanismo y otros caracteres del relieve y se denominan *lineamientos*. Los lineamientos no siempre son ininterrumpidos; en algunos tramos se pueden cortar por las estructuras de otra dirección o desaparecer bajo el manto de sedimentos jóvenes o vulcanitas.

Es sumamente evidente la existencia de los lineamientos y fracturas *de direcciones longitudinal y latitudinal*. Las fracturas latitudinales, como mostraron las investigaciones de los científicos soviéticos (P. S. Vóronov y otros), ciñen el continente antártico; estas mismas fracturas dieron origen a la faja de horsts en su periferia; las fracturas longitudinales que divergen radialmente desde la meseta Antártica Austral, cortan en bloques el fundamento de la plataforma Antártica Oriental; en el lugar de su intersección con las fracturas latitudinales se encuentran volcanes activos.

El rumbo de los Urales está supeditado a un lineamiento longitudinal; hacia el sur del extremo austral de los Urales la prolongación de este lineamiento se registra hasta la península de Omán y el estrecho de Mozambique. Fracturas meridionales cortan en el este la península Ibérica y el continente de Australia; en dirección meridional se extienden las zonas plegadas de Sajalín y Yeso, de Birmania y Malaca, de los Andes Centrales. Las fracturas meridionales determinan muchos caracteres principales de la estructura del fondo del océano Indico (la cordillera Indica Oriental a lo largo de los 90° de lat. este, etc.).

A los lineamientos latitudinales se supedita el rumbo de la cordillera de Brooks y del litoral nórdico de Alaska, de las limitaciones septentrional y austral de la cuenca del mar Caribe, del litoral meridional del golfo Báltico, de los montes Pirineos, de los Balcanes Septentrionales, de las cadenas Póntica y de Anatolia en Turquía, del borde norteño del macizo mediano de Tarím, del escudo del Aldán, de la zona plegada de la provincia del Cabo en el sur de Africa. Poseen dirección latitudinal las zonas de fractura más grandes, registradas en el océano Pacífico por los investigadores norteamericanos H. Menard y otros, así como también numerosas fracturas «transformantes» del océano Atlántico. Es remarcable la zona de fracturas ecuatorial, descrita por D. Krause.

Una de las direcciones más importantes de los lineamientos es *desde el noroeste hacia el sudeste*. Le siguen los Apeninos, los montes Dináricos, los Cárpatos Orientales y el margen sudeste de la placa Rusa, el Timan, la fractura Magistral de Karatáu y su prolongación de Talaso—Ferganá, la «zona de arrugamiento» del Irtish, el Sayan Oriental, el Zagros, el golfo Pérsico, el mar Rojo, las Cordilleras Norteamericanas entre la meseta del Colorado y la Sierra del Sur de Méjico, el golfo de California, los Andes de Perú y Bolivia, la limitación suroeste del escudo Brasileño, el dorsal de Hawai en el océano Pacífico, etc.

Es obviamente de un valor no menor la dirección *noreste—sudoeste* de las fracturas y alineaciones. Esta dirección es la de los Appalaches y de Nueva Zembla, de los Urales Articos y de la zona plegada Baikálica, de Katasia, del Sikhota Alín, de Kamchatka y de la cordillera Koriátskaia, de Borneo y de Nueva Zelandia, del litoral de Somalia y de los Andes Colombianos.

La existencia de dos pares de sistemas conjugados de fracturas: latitudinal-meridional, u *ortogonal* (B y L-sistemas, según H. Stille) y NO-SE—NE-SO, o *diagonal* (D-sistema, según H. Stille), es reconocida por la aplastante mayoría de los investigadores y está apoyada por material estadístico (G. N. Katterfeld y otros) y de simulación.

Con esto, el sistema ortogonal de ordinario se considera principal, mientras que para el sistema diagonal se asigna un puesto subordinado (únicamente I. I. Chebanenko enunció una opinión opuesta). R. Sonder, después P. S. Vóronov, indican la preponderancia cualitativa (en el sentido de longitud) de los sistemas ortogonales y la cuantitati-

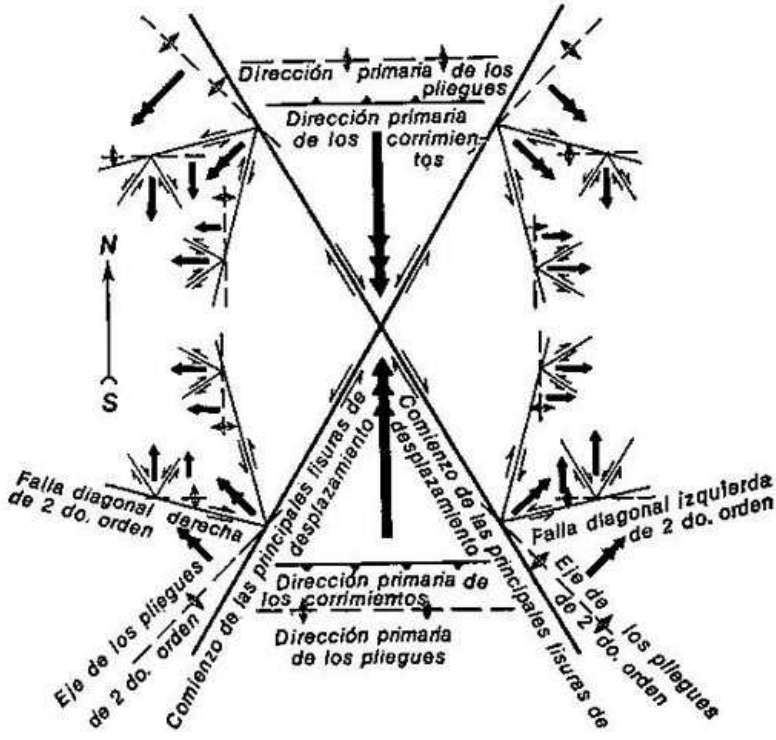


Fig. 137. Esquema que explica la formación de las fallas laterales (desplazamientos secundarios) de los órdenes segundo y tercero (según J. Moody y M. Hill, con las correcciones de P. Badgley)

va (difusión poco espaciada) de los sistemas diagonales. Pero varios investigadores destacan un número mayor de los sistemas diagonales. Pero varios investigadores destacan un número mayor de los sistemas. De tal modo, P.S.Vóronov, reconociendo el papel primordial del sistema ortogonal, en vez de un sistema diagonal destaca dos pares de sistemas independientes, es decir, cuatro direcciones (fig. 137): NNO (325°), ONO (305°), NNE (35°) y ENE (55°), argumentando esto con datos estadísticos (es evidente que tratados de otro modo). De esta manera, P. S. Vóronov reconoce la existencia de las fracturas de seis direcciones. Los investigadores norteamericanos J. Moody y M. Hill distinguen un número aún mayor de sistemas de fracturas: ocho;

además de los principales sistemas ortogonales y diagonales, ellos destacan fracturas de cuatro direcciones, que dividen por la mitad los cuatro principales.

§ 4. Desarrollo de las fracturas profundas y su papel en la constitución y evolución de la corteza terrestre

La introducción de la noción de fracturas profundas y de la idea de constitución en bloques (más exactamente, estratificada en bloques) de la litosfera, permitió explicar con mayor plenitud y claridad la constitución y el desarrollo de los geosinclinales y plataformas.

El asentamiento de los geosinclinales está relacionado, sin duda, con la formación de las fracturas-aberturas profundas en las condiciones de tracción de la corteza. Los geosinclinales son las zonas profundas de fraccionamiento en escala planetaria. Los geosinclinales primarios se originan dentro de la corteza oceánica o a lo largo del empalme entre la corteza oceánica y la continental; los secundarios, a lo largo de las costuras existentes entre los bloques de la corteza continental constituidos de diferentes modos. La propia existencia de estas costuras se determina, evidentemente, por aquella circunstancia que en este lugar se manifestaron otras fracturas más antiguas, sea dicho con propiedad, tiene lugar no una nueva formación, sino la regeneración de fracturas, que adquieren ahora nueva calidad.

Como el engendramiento de los geosinclinales está vinculado con las fracturas profundas, es sumamente obvio que la aparición de los primeros geosinclinales dentro de los límites de la litosfera debe ser coetánea con el surgimiento de las fracturas profundas. Actualmente la mayoría de los investigadores refiere la formación de la red regmática al comienzo del proterozoico, pero ya en algunas regiones de desarrollo del arcaico (por ejemplo, el escudo del Aldán en Siberia, los macizos de Rhodesia (Zimbabve) y de Transvaal en el Africa del Sur) se registra la existencia de combaduras regularmente orientadas, llenas de vulcanitas básicas alteradas en piedra verde y confinadas a las zonas de fracturas a cuyo largo se extienden las fajas de hiperbasita. De ahí que es verosímil que las fracturas profundas surgiesen en el arcaico, en todo caso, en el arcaico antiguo (hace 3,0—2,5 mil millones de años). Un buen ejemplo nos lo da el Gran dique de Zimbabve, que penetró a lo largo de una fractura semejante hace cerca de 2,5 mil millones de años. No obstante, la amplia manifestación de los procesos de granitización como si hubiese borrado la mayor parte de estas fracturas y sólo a principios del proterozoico surgieron las condiciones para la formación de una red regmática estable (algunas fracturas precámbricas, por ejemplo, en el Africa Oriental, siguen siendo activas en la época actual) y para la penetración de las fracturas en las partes inferiores de la litosfera e incluso en las capas de mayor profundidad de la envoltura de la Tierra. En épocas más anti-

guas de desarrollo de la Tierra (el catarcaico, el arcaico antiguo) la formación de fracturas algo estables y profundas fue obstaculizada por el estado de alta plasticidad de la corteza, acondicionada a su vez por un flujo calorífico muy elevado. Además, si en aquellas épocas hubieran surgido fracturas profundas, ellas ya habrían sido borradas por completo por la granitización.

La idea de la constitución de bloque de la corteza nos da la clave para la comprensión de algunas particularidades importantes de desarrollo de los geosinclinales y las plataformas. Así, desde hace mucho tiempo llaman la atención, por una parte, la estabilidad de comportamiento de zonas aisladas, a veces muy estrechas y, por otra, la migración de las zonas de hundimiento y elevación. Estas dos tendencias están en evidente contradicción pero su manifestación conjunta determina efectivamente el plan de distribución de las elevaciones y los hundimientos y su cambio en el tiempo. A veces se registra que el terreno que experimentaba alzamiento durante largo tiempo, después para cierto lapso se incorpora a un intenso hundimiento, pero en lo sucesivo de nuevo asciende casi hasta los límites de antes. Así sucedió, por ejemplo, con la bóveda de Stávropol, que fue sometida al alzamiento desde el paleozoico antiguo hasta el final del cretáceo; en el paleógeno fue afectada por un intenso hundimiento, pero desde el mioceno medio de nuevo se va alzando con continuidad.

Es evidente que semejante estabilidad, está vinculada congénitamente con el aislamiento de los bloques corticales delimitados por fracturas y que viven su vida individual. La migración de las ondas de hundimiento y alzamiento está condicionada por la existencia de los centros activos de diferenciación de la sustancia subcortical y de la actividad magmática, confinados a las fracturas más grandes y profundas, a las zonas eugeosinclinales. Estas ondas, rodando hacia el sistema de bloques corticales, interfieren con los movimientos heredados por algunos de éstos en los períodos antiguos de su historia. En tal caso las ondas de hundimiento pueden, sólo para un tiempo corto, superar o amortiguar los movimientos ascendientes de los bloques solevantados, pero intensifican bruscamente el descenso de los bloques hundidos. Con este fenómeno está vinculado el «salto», señalado por primera vez por M. V. Gzovski, que efectúan las depresiones a través de los sistemas geoanticlinales para desplazarse hacia la periferia del sistema geosinclinal cuando crece el alzamiento central de inversión. Tampoco es fortuito que las combaduras frontales empleen para su asentamiento las depresiones que existieron antiguamente en el borde de la plataforma, o sea, pandeos pericratónicos.

El curioso fenómeno de la brusca encorvadura, o sea, de la llamada *unión de tope* entre las zonas plegadas coetáneas que se empalman entre sí bajo un ángulo próximo al recto, extinguiéndose una de las zonas apoyada en la otra, también encuentra su explicación satisfactoria sólo desde el punto de vista de la teoría de las fracturas profundas. Es de suponer que la causa de semejante unión se radica en el empalme de las fracturas profundas de distinta dirección, a cuyo

largo fueron asentadas las respectivas depresiones geosinclinales y las zonas de plegamiento originadas de éstas. De ejemplo puede servir la conjugación de la zona plegada latitudinal del Himalaya con las estructuras meridionales de Birmania, las bruscas flexiones de la zona herciniana en la parte austral de la América del Norte al pasar de los Appalaches a Wachita y de Wachita a Maratón, la conjugación de las capas hercinianas de los Urales y del Tian-Shan y muchos otros casos parecidos.

Sin embargo, en gran parte una de dos zonas plegadas y, por consiguiente, uno de los dos sistemas de fracturas que se hallan en unión de tope, resulta más joven, más exactamente, conserva su actividad por más tiempo que el otro. Así son las cosas, por ejemplo, en la conjugación de los Urales Articos con su rumbo suroeste—noreste y en la del Pei-Joy con el rumbo noroeste—sureste. El Pai-Joy heredó los rumbos «baikálicos», mientres que los Urales Artico y Septentrional estaban bajo gran ángulo con respecto a la dirección del geosinclinal del precámbrico tardío. Por analogía a esto, para Kamchatka se registra el cambio de las direcciones meridionales, imprimidas en la constitución del núcleo antiguo del segmento meridional de la cordillera Mediana, por las noreste, reflejadas en el rumbo de la parte magistral de la cordillera Mediana y de la costa oriental de la península (V. I. Tíjonov). En el Japón las estructuras mesozoicas de rumbo SO—NE, que se han conservado en el sudoeste, por una potente zona de fracturas de rumbo meridional[1]) se separan de las estructuras cenozoicas, también meridionales, de la mitad septentrional de la isla Hondo y de la isla Yeso, que prosiguen en Sajalín.

En el Cáucaso Mayor durante el ciclo alpino se observó el cambio de las direcciones casi latitudinales por las NO—SE; en el Cáucaso Menor el cuadro era, más bien, inverso. Uno de los resultados de esta reconstrucción es la disposición escalonada de algunas estructuras parciales con respecto a estructuras más grandes, la cual salta más a la vista en la parte noreste del Cáucaso Menor.

En el estadio platafórmico de desarrollo de la corteza terrestre a las fracturas profundas también se asigna un notable papel. A lo largo de estas fracturas los bloques del fundamento se desplazan entre sí preponderantemente en la dirección que contribuye al restablecimiento del equilibrio isostático y a la nivelación del piso de la corteza y de las divisorias entre sus capas. Recordemos que la corteza de las antiguas plataformas continentales se caracteriza precisamente por esta nivelación y potencia, que en ocasiones es casi dos veces menor de la potencia máxima de las estructuras montañosas de origen geosinclinal. En el período inicial, continental, de desarrollo de las plataformas, la denudación aniquila poco a poco una parte de las cordilleras montañosas, entretanto sus «raíces» sufren un alzamiento gradual; por el contrario, los macizos medianos exprimentan hundimiento y se sobrecubren por las capas de sedimentos arrastrados desde las estructuras montañosas. Todos estos movimientos tienen el signo inverso a los desplazamientos que llevan a cabo bloques corticales aislados en el período geosinclinal propiamente dicho, o sea, en el período de hundimientos; por eso las divisorias profundas, afectadas antes por desplazamientos diferenciales considerables, actualmente de nuevo se aproximan al estado de superficies únicas.

[1]) Se conoce con el nombre latino «Fossa Magna», es decir, Gran Foso.

En el estadio orogénico de desarrollo de la corteza terrestre las fracturas profundas separan las zonas de elevaciones de las depresiones entre montes y de precordilleras; con esto sucede que las fallas normales profundas cerca de la superficie pasan a ser corrimientos arcogénicos (véase el cap. VIII). Las fallas normales profundas dividen en escalones aislados tanto las elevaciones abovedadas como las depresiones, condicionando su constitución abovedada en bloques, y controlan las manifestaciones del magmatismo orogénico, en particular, del vulcanismo.

En total, *la concepción de la constitución de bloque de la corteza y su interacción con los desplazamientos subcorticales de la substancia, permite explicar las principales singularidades de desarrollo de los movimientos y estructuras tectónicas: herencia, convertibilidad, migración ondulatoria de las depresiones y elevaciones, unión de tope de las zonas plegadas coetáneas e intersección de las de diferente edad, disposición escalonada de las estructuras.* No cabe duda que con el movimiento a lo largo de las fracturas profundas está vinculado el engendramiento de una parte considerable de las deformaciones plicativas. Algunos investigadores (A. V. Peive, J. Moody) van más allá y explican por la acción de las fallas profundas, en particular, de las fallas laterales profundas, el surgimiento de unas estructuras plegadas montañosas enteras. Es indiscutible que las fracturas profundas desempeñan un papel primordial en el desarrollo de las fajas activas y, sobre todo, de los geosinclinales en todos los estadios de este desarrollo, controlando dentro de los límites de la litosfera las manifestaciones de la actividad tecto-magmática de las profundidades subcorticales, pero las propias fuentes de esta actividad están ubicadas a profundidades aún mayores, mientras que las fracturas sólo sirven de vías, carriles, según expresó con acierto N. S. Shatski, guiadoras del desarrollo tectónico de la corteza y determinantes del plan de sus deformaciones.

A medida de la profundización en la corteza y, sobre todo, en el manto, la naturaleza física de las zonas de fracturas profundas adquiere rasgos cada vez esencialmente diferentes de la característica común que éstas tienen en la parte superior de la corteza. Es obvio que allí las fracturas profundas se hacen simplemente zonas de elevada plasticidad, de reducida viscosidad, que condicionan la posibilidad de desplazamientos diferenciales de los bloques corticales separados por éstas.

§ 5. Fracturas profundas y ubicación de los yacimientos de minerales

Con la aparición del concepto de fracturas profundas los especialistas en el campo del estudio de los minerales metalíferos obtuvieron la clave para concebir la distribución superficial de las *fajas metalíferas*, extendidas regularmente a lo largo de las zonas de fracturas profundas. Partiendo de la primera obra de esta tendencia, la de

V. I. Smirnov (1947), los metalogenistas soviéticos, sobre todo, E. T. Shatálov, E. A. Radkévich e I. N. Tomson, hicieron mucho en el dominio del estudio de la ligazón entre las fajas metalíferas y las fracturas profundas, lo que encontró reflejo en una abundante literatura especializada. Tal vez, el confinamiento más evidente a las fracturas profundas es el de las fajas metalíferas en ocasiones cuando en la superficie faltan manifestaciones del magmatismo, a las cuales es supeditada genéticamente la mineralización, como por ejemplo, para las fajas de yacimientos de minerales de mercurio. En otros casos las fracturas controlan la distribución de los cuerpos magmáticos, con los cuales, ya más directamente, está vinculada la mineralización. Sobre todo son favorables, para la concentración de los productos de mineralización endógena en las fajas geosinclinales y orogénicas, los terrenos de intersección de las fracturas profundas longitudinales y transversales; allí se engendran los denominados *nudos metalíferos*.

Es más complicada la apreciación del papel que desempeñan las fracturas profundas en la distribución de los yacimientos minerales sedimentarios, en particular, de petróleo y de gas. Los partidarios de la hipótesis sobre el origen inorgánico del petróleo (N.A. Kudriávtsev, V. B. Porfíriev y otros), fueron quienes primeros prestaron atención al conocido hecho de que los yacimientos petrolíferos y gasíferos tienden a las zonas de fallas profundas en el fundamento de las cuencas petrolíferas y gasíferas, interpretan esta afinidad como prueba de la salida de los hidrocarburos del manto por las fracturas profundas. No obstante, los datos de la geoquímica orgánica testimonian con suficiente convicción que el petróleo y gas proceden de la sustancia orgánica de los sedimentos de las propias cuencas. Por esta razón el enlace entre los yacimientos gaso y petrolíferos y las fracturas profundas puede ser sólo paragenético. Esto se explica, evidentemente, por el hecho de que a lo largo o por encima de las fracturas profundas en la cobertura sedimentaria, surgen sistemas de elevaciones locales, caballones y zonas anticlinales, así como también rupturas que apantallan los horizontes de almacenamiento, zonas de elevada fisuración, arrecifes de barrera, barras de arena, caballones y anticlinales salíferos, zonas de acuñamiento y sustitución litológica de las rocas de almacenamiento, en una palabra, se crean las condiciones máximamente favorables para la migración vertical y acumulación del petróleo y gas.

Es de carácter secundario el influjo controlador de las fracturas profundas sobre la distribución de otros minerales sedimentarios, excepto los volcanógeno-sedimentarios (Dzotsenidze, 1969), para los cuales este control aparece más duro. Pero en caso, por ejemplo, de bauxitas geosinclinales, es frecuente que estas bauxitas se hallen confinadas, por ejemplo, en los Urales, a calizas generadoras de arrecifes, entre tanto la afinidad de los arrecifes de barrera con las fracturas fue registrada desde hace mucho tiempo. Los placeres litorales de minerales son controlados por las líneas costeras contemporáneas y antiguas, a la vez que estas últimas, por las fracturas profundas.

Bibliografía

Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1960. (*Azhguiréi G. D.* Sobre algunas regularidades importantes del desarrollo y constitución tectónica de la corteza terrestre.)

Ажгирей Г. Д. и *Иванкин П. Ф.* Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1952. (*Azhguiréi G. D.* e *Ivankin P. F.* Principales cuestiones de estudio de la geología de la zona de arrugamiento del Irtish.)

Беляевский Н. А. Структурный шов западного Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, т. 77, № 6, 1951. (*Beliaevski N. A.* Costura estructural del Sikhota Alín Occidental.)

Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточных Саян. М., изд-во «Наука», 1967. (*Berzin N. A.* Zona de la fractura Magistral de los Sayanes Orientales.)

Борисов А. А. Глубинное строение территории СССР, М., изд-во «Недра», 1967. (*Borisov A. A.* Constitución de profundidad del territorio de la URSS.)

Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1961. (*Burtman V. S.* Sobre la falla lateral de Talaso-Fergana.)

Вонглас Л. Б. О некоторых структурно-фациальных особенностях палеозойского фундамента Южного Тянь-Шаня. Сов. геология, 1958, № 5. (*Vonglaz L. B.* Sobre algunas singularidades de estructuras faciales del fundamento paleozoico del Tian-Shan Austral.)

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Гл. III и IV, изд-во «Наука», 1968. (*Vóronov P. S.* Ensayos acerca de las leyes regulares de la morfometría del relieve global de la Tierra.)

Дзевановский Ю. К. (*ред.*) Глубинные разломы. М. «Недра», 1964. (*Dzevanovski Yu. K.* (*red.*). Fracturas profundas.)

Егоян В. Л. и *Хаин В. Е.* Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. Докл. АН СССР, т. 91, № 3, 1953. (*Egolán V. L.* y *Jain V. E.* Papel y puesto de las intrusiones ultrabásicas en el desarrollo de la corteza terrestre.)

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1946. (*Zavaritski A. N.* Algunos factores que es necesario tener en cuenta en las construcciones tectónicas.)

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела в Улутау. Изд-во МГУ, 1961. (*Záitsev Yu. A.* Estructura tectónica herciniana de la parte occidental de la divisoria de aguas de Sarisu-Teniz y Ulutau.)

Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. «Сов. геология», № 4, 1964. (*Izoj E. P.* Acerca del papel de las fracturas de ubicación profunda en la disposición espacial de las intrusiones.)

Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. «Геотектоника», 1970, № 6. (*Katerfeld G. N., Charushin G. V.* Fisuración global de la Tierra y de otros planetas.)

Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, №6. (*Kizevalter D. S.* Sobre la constitución y el desarrollo de la cordillera Frontal del Cáucaso Septentrional.)

Клитин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне Главного разлома Восточного Саяна. Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 3. (*Klitin K. A.* Sobre la posición y la edad de algunas capas de la zona de la fractura Magistral del Sayan Oriental.)

Кузнецов В. А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, т. 60, 1948, № 2. (*Kuznetsov A. A.* Fajas de hiperbasita del sistema montañoso de los Sayanes y del Altai.)

Мазарович О. А. Сарысуйская зона разломов в Казахстане. Вестн. МГУ, геол. 1961, № 5. (*Mazaróvich O. A.* Zona de fracturas Sarisúiskaia de Kazajstán.)

Матвеенко В. Т. и *Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруднение Северо-Востока СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I, изд-во АН СССР, 1958. (*Matvéenko V. T.* y *Shatálov E. T.* Alteraciones disyuntivas, magmatismo y mineralización de la parte noreste de la URSS.)

Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). «Сов. геология», 1962. № 5. (*Milanovski E. E.* Sobre algunas leyes regulares de la constitución e historia de desarrollo de las zonas de costura (a ejemplo del Cáucaso.)

Михайлов А. Е. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. Изв. вузов, геол. и разв., 1959, № 12. (*Mijáilov A. E.* Rupturas de la divisoria de aguas de Sarisu-Teniz.)

Муди Дж. Д. и *Хилл. М. Дж.* Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960. (*Moody J. D.* y *Hill M. J.* Tectónica rumbodeslizante.)

Мусатов Д. И. Два типа глубинных разломов на примере юга Красноярского края. В сб. «Тектоника Сибири», т. II, 1969. (*Musátov D. I.* Dos tipos de las fracturas profundas a ejemplo de la parte austral del distrito de Krasnoiarsk.)

Николаев Н. И. О природе и морфологии глубинных разломов (на примере главного разлома хр. Каратау). «Сов. геология», 1959, № 7. (*Nikoláev N. V.* Sobre la naturaleza y morfología de las fracturas profundas (en el ejemplo de la fractura magistral de la cordillera Karatáu).)

Паталаха Е. И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций. Тр. ин-та геол. наук АН КазССР, т. 22, 1971. (*Patalaja E. I.* Sobre el papel de la tectónica de fracturas en algunos procesos geológicos importantísimos desde las posiciones tectofísicas.)

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5. (*Peive A. V.* Fracturas profundas en las regiones geosinclinales.)

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Статья I. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1. (*Peive A. V.* Característica general, clasificación y disposición espacial de las fracturas profundas. Los tipos más principales de las fracturas profundas.)

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 3. (*Peive A. V.* Ligazón de la dipositación sedimentaria, del plegamiento, magmatismo y yacimientos minerales con las fracturas profundas. Los tipos más principales de las fracturas profundas.)

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Международн. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18, Изд-во АН СССР, 1960. (*Peive A. V.* Fracturas y su papel en la constitución y desarrollo de la corteza terrestre.)

Пейве А. В. (*red.*) Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963. (*Peive A. V.* (red.) Fracturas y movimientos horizontales de la corteza terrestre.)

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», 1967, № 5. (*Peive A. V.* Fracturas y movimientos tectónicos.)

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1961, главы 11 и 12. *Sitter L. U.* Geología estructural.)

Смирнов В. И. Рудные пояса. В сб. «Вопросы теоретической и прикладной геологии». Тр. МГРИ, вып. I, 1947. (*Smirnov V. I.* Fajas metalíferas.)

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., изд-во «Наука», 1968. (*Suvórov A. I.* Leyes regulares de constitución y formación de las fracturas profundas.)

Чебаненко И. И. Основные закономерности разломной тектоники земной

коры. Изд-во АН СССР, 1963. (*Chebanenko I. I.* Leyes regulares fundamentales de la tectónica desyuntiva de la corteza terrestre.)

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 4. (*Shatski N. S.* Hipótesis de Wegener y los geosinclinales.)

Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1970. (*Scherba G. N.* Generadores geotectónicos y fajas metalíferas.)

Шульц С.С. Об изучении планетарной трещиноватости. Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 3., М., изд-во «Наука», 1964. (*Shultz S. S* Sobre el estudio de la fisuración planetaria.)

Cloos H. The ancient European basement blocs. Am. Geophys. Un., Trans., vol. 29, № 1, 1949.

Hobbs W. H. Reparting patterns in the relief and the structure of the land. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 22, 123—176, 1911.

Moody J. D. Crustal shear patterns and orogenesis. «Tectonophysics», vol. 3, № 6, 1966.

Pavoni N. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. Geol. Rdsch., Bd. 51. 1961.

Sonder R. A. Mechanit der Erde. Stuttgart, 1956, 110—138.

Stille H. Uralte Anlage in der Tektonik Europas. Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1947 (1949), Bd. 99.

Venting-Meinesz F. A. Shear patterns of the earth's crust. Trans. Am. Geophys. Union. vol. 28, 1947.

Wilson J. T. Transform faults, «Science», vol. 150, 482—484, 1965.

Capítulo XI

El plegamiento, su origen y desarrollo

Actualmente es reconocido por todos que las perturbaciones plicativas de las capas sedimentarias y metamórficas son nada más que complicaciones de ciertas estructuras de gran magnitud, o sea, profundas.La formación de los pliegues y de las rupturas concomitantes, según Erich Haarmann, es una *tectogénesis secundaria* que se pone sobre la primeria, esto es, de las estructuras profundas. Los pliegues cobran desarrollo en las capas estratificadas de la envoltura sedimentaria y en las formaciones semiconsolidadas de la capa granítica metamórfica de la corteza terrestre; a más profundidad ellos probablemente se amortiguen, y todas las tensiones tectónicas se descargan en rupturas o deformaciones plásticas de gran radio.

La información sobre las principales especies de pliegues, sus elementos aislados, sus combinaciones complicadas (anticlinorios, sinclinorios), los principales tipos morfológicos del plegamiento (lineal, discontinuo, intermedio), así como también sobre las condiciones mecánicas de surgimiento de los pliegues y las rupturas, se expone de ordinario en los manuales de geología estructural. Por eso en el presente capítulo se dedicará gran atención al origen y a los tipos genéticos del plegamiento, a la constitución y los tipos de las zonas plegadas, a las leyes regulares que rigen el desarrollo de la estructura plegada en el tiempo.

§ 1. Procedencia de los pliegues y tipos genéticos de los mismos

Las clasificaciones genéticas de los pliegues pueden ser fundadas sobre diversos principios. Ante todo pueden ser divididas, según señaló M. V. Gzovski, en físico-genéticas y geólogo-genéticas. *Las clasificaciones físico-genéticas* parten de las condiciones físicas, de las causas físicas de formación de los pliegues; *las geólogo-genéticas*, del carácter de los procesos geológicos que crean el plegamiento

Pero las clasificaciones de ambos tipos también pueden diferenciarse. Dentro del marco de las clasificaciones físico-genéticas los pliegues se dividen, por lo común, en pliegues *de encorvadura*, *de corte* y *de corriente* (de flujo). E. I. Patalaja (1971) une los dos últimos tipos en la noción de los pliegues de flujo laminar, lo que evidentemente es muy propicio. Desde el punto de vista geométrico los pliegues de encorvadura se distinguen por mantener los espesores de las capas en formación, es decir, son concéntricos, entretanto desde el punto físico, reflejan la deformación casi sólida (elástico-viscosa) del cuerpo. Los pliegues de flujo laminar se forman como resultado de la de formación casi líquida (de flujo viscoso o viscoso-plástico); pero por su forma éstos son pliegues *semejantes*, con el aumento secundario del espesor en las cúspides y con la disminución del mismo en las alas. Los pliegues de encorvadura se subdividen a su vez en pliegues *de encorvadura transversal*, formados por las fuerzas que accionan de través con respecto a la estratificación de las capas, es decir, por las fuerzas verticales, y en pliegues *de encorvadura longitudinal*, debidos a las fuerzas que actúan en el plano de yacimiento de las capas, es decir, a las fuerzas tangenciales. De modo análogo se subdividen los pliegues de flujo. Las clasificaciones «cinemáticas» de V. V. Beloúsov y V. V. Bronguliéev prevén el aislamiento de los pliegues: 1) *de bloque* (según Beloúsov) o *de estampa* (según Bronguliéev), 2) *de impulso* (según Belousov) o *de flujo* (según Bronguliéev) y 3) *de arrugamiento general* (según Beloúsov) o *de alabeo* (según Bronguliéev). El primer tipo corresponde a los pliegues de encorvadura transversal; el tercero, a los de encorvadura longitudinal y el segundo, a los de flujo laminar.

Las clasificaciones geólogo-genéticas también pueden ser diferentes, es decir, fundamentadas en diversos criterios. En la clasificación que proponemos más adelante, los pliegues son divididos, ante todo, según el indicio de su desarrollo a diferentes niveles en la corteza terrestre, lo que ya por sí mismo predetermina distintos mecanismos geológicos de formación de los mismos. Comenzaremos la revista con los pliegues más superficiales, que se forman en la parte superior de la capa cortical sedimentaria bajo el influjo de los procesos exógenos, y la terminaremos con los pliegues más hondos, que surgen a las profundidades de unos 10—15 km en el proceso de metamorfismo regional de la facies antibolítica y de granitización.

A. Pliegues superficiales (exógenos)

A esta categoría se refiere un gran grupo de perturbaciones que surgen en la parte superficial de la envoltura sedimentaria, bajo la influencia exclusiva o predominante de diversos procesos exógenos. Estos pliegues merecen atención por varias causas. Primero, algunos de ellos, por ejemplo los pliegues de compactación, dan origen a las trampas en que se depositan el petróleo y gas. En segundo lugar, una

parte de dichos pliegues sirve de manifestación indirecta de deformaciones tectónicas endógenas; en particular son así los pliegues glaciales. En tercer lugar, los pliegues exógenos pueden aparecer como complicación de grandes estructuras endógenas y desfigurar su forma cerca de la superficie. Por último, vale la pena distinguir los pliegues exógenos de los endógenos; en lo pasado unos de ellos con frecuencia se tomaron por otros.

Los pliegues exógenos se pueden agrupar por diversos indicios. Los principales son el mecanismo físico-geológico y el tiempo de formación de los pliegues con respecto al tiempo de formación de las rocas sedimentarias o volcanógenas. Tomando como base el primer indicio, se puede destacar: a) los pliegues que se hallan vinculados al revestimiento pasivo de las desigualdades del relieve (seudopliegues); b) los pliegues asociados con el cambio de volumen de las rocas; c) los pliegues originados por la acción de la fuerza de gravedad. Los últimos pliegues, o sea, los exógeno-gravitacionales se distinguen de los endógenos por tener un menor tamaño y, lo que es esencial, por el hecho de que el mecanismo gravitacional en este caso se pone en acción primordialmente por los procesos exógenos. No obstante, hay que reconocer que semejante delimitación con frecuencia resulta muy convencional; por ejemplo, los pliegues de deslizamiento subácueo surgen corrientemente durante sacudidas sísmicas en las zonas de fracturas o en las alas de los pliegues consedimentacionales de procedencia endógena en las fases de su intenso crecimiento.

Consideremos con más detención los tipos y especies aisladas de pliegues exógenos.

1. **Los pliegues de revestimiento sedimentario** se forman como resultado de la precipitación de sedimentos en un lecho accidentado, con una inclinación originaria de las capas desde las salientes del relieve hacia las depresiones contiguas. Esta inclinación se patentiza con mayor nitidez en las rocas de fragmentos gruesos: guijarrales, arenas, calizas detríticas, que tienen un gran ángulo límite de la pendiente natural para el medio acuoso. Para los guijarrales este ángulo alcanza los 38° y para las arenas, los 33°. Las salientes del relieve sepultado pueden corresponder o no a las bóvedas de los pliegues anticlinales derrubiados. Además, los pliegues de revestimiento a veces surgen en los depósitos que recubren los macizos de arrecifes. En Bashkiria semejantes pliegues son evidenciados sobre los macizos de arrecifes del devónico superior (fig. 138). Los pliegues de revestimiento son patentizados con más claridad en las plataformas y en los macizos medianos; en los geosinclinales generalmente son camuflados por deformaciones de procedencia más tardía.

2. **Los pliegues de compactación** ya no se forman en el estadio de acopio sedimentario, sino que en el estadio de diagénesis (katagénesis); surgen a consecuencia de la compactación desigual de rocas plásticas, en especial de las arcillas, sobre los lentejones de arenas o por encima de las salientes del relieve sepultado. Los pliegues de compactación son descriptos para las combaduras frontales. Peri-

carpática y del Kubán Occidental, para el distrito del Volga—Ural (fig. 139), los taludes de la plataforma Africana (Egipto) y para otras regiones.

3. **Los pliegues de abultamiento** surgen en la fase de hipergénesis al cambiar el volumen de las rocas, en particular, al aumentar el volumen de la anhidrita a causa de su hidratación y conversión en yeso («tectónica de yeso»), al aumentar y disminuir en forma alternada

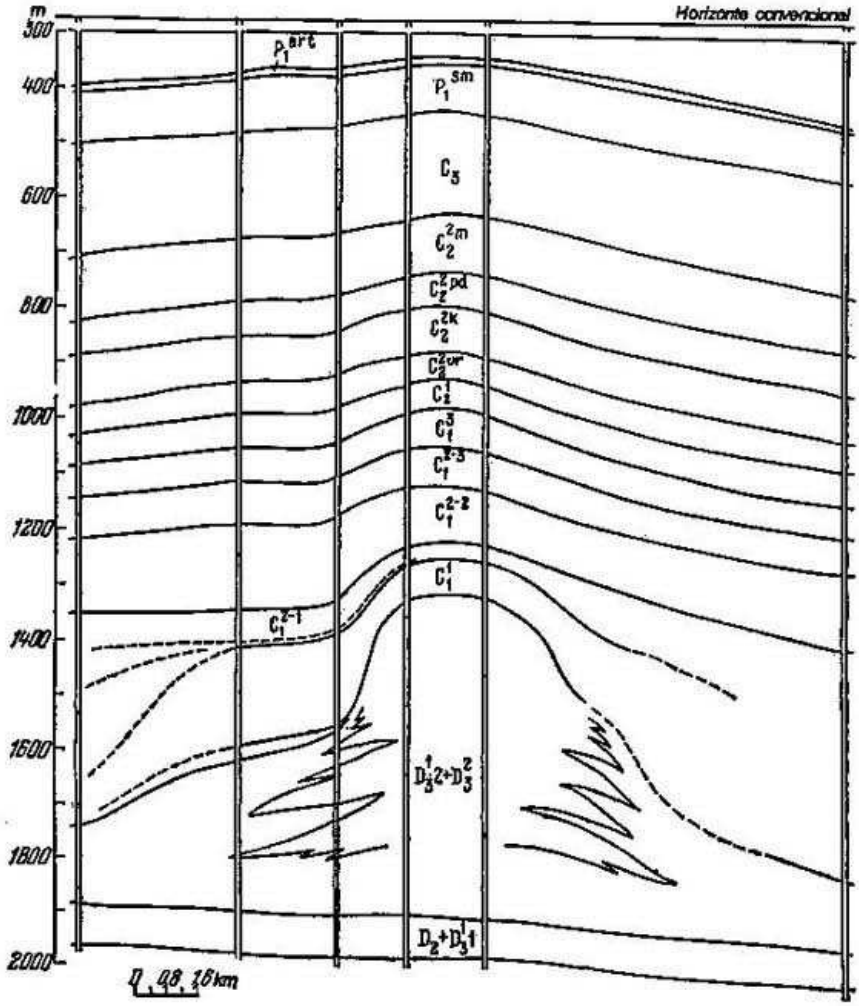


Fig. 138. Pliegues de revestimiento por encima del macizo de rift, elevación Shumovskoe de Bashkiria (según O. M. Mkrtchián)

el volumen del agua durante su congelación y el deshielo, respectivamente, (crioturbaciones), etc. Los domos de yeso se forman de ordinario a profundidades de hasta 100 m; abundan en la región de Aktiú-

binsk de los Urales, son comunes en Turkmenia, Letonia y otras regiones (fig. 140). Los pliegues de solifluxión (crioturbaciones) son

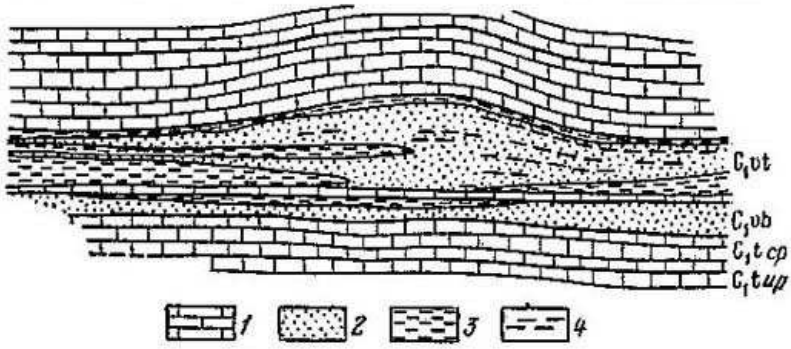


Fig. 139. Pliegues de compactación en los depósitos del carbonífero inferior en la plaza Koletovskaia en la región de Sarátov del Volga (según Yu. P. Bobrov)
1—calizas; *2*—areniscas; *3*—arcillas; *4*—areniscas arcillosas

desarrollados en zonas contemporáneas de congelación perpetua y en la zona afectada por la glaciación cuaternaria; tienen dimensiones muy diminutas, que alcanzan algunos metros.

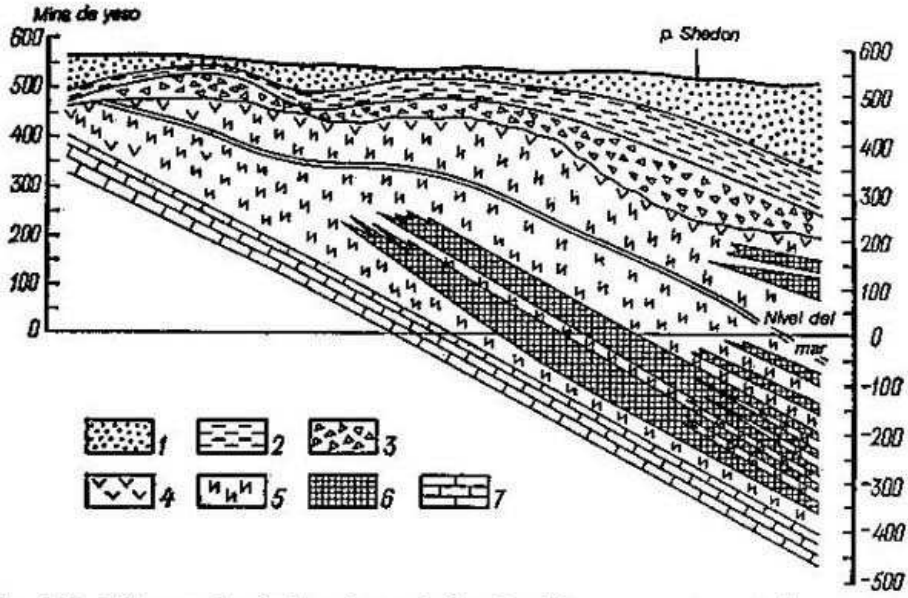


Fig. 140. Pliegues de abultamiento de los depósitos mesozoicos de la cuenca del río Málaia Laba del Cáucaso Septentrional (según N. E. Mitin)
1—depósitos del cretáceo inferior; depósitos del titoniense; *2*—arcillas abigarradas, *3*—brechas cristalizadas, *4*—yesos, *5*—anhidritas, *6*—sal de piedra, *7*—calizas del oxfordense—kimmeridgense

4. **Los pliegues sobresalientes** son parecidos, por su génesis, a los pliegues diapiros y, a veces, se describen juntos con estos últimos.

Se forman al derrubiar de modo desigual el techo de las capas arcillosas, en especial en los valles fluviales. Una disminución local o anulación de la carga causa un flujo del material en dirección del derrubio y produce un hinchazón del mismo en este lugar (fig. 141).

Las deformaciones del tipo considerado son de difusión extraordinariamente amplia en el tramo medio del Volga, donde fueron descriptas inicialmente por V. V. Bronguliéev (1951) como deformaciones endógenas, que deben su origen al mecanismo del aplastamiento de

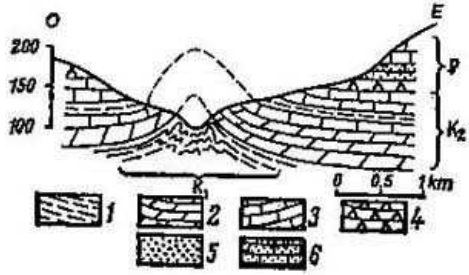


Fig. 141. Pliegue (anticlinal) saliente en el valle del río Tala cerca del pueblo Drakino (distrito de Uliánovsk)

1—arcilla; *2*—marga de aspecto de creta; *3*—creta; *4*—opoka; *5*—arena; *6*—arenisca

las capas plásticas en las bóvedas de grandes elevaciones y del estrujamiento a la periferia de estas últimas. La falsedad de esta interpretaciòn fue mostrada de modo convincente por A. P. Dedkov y G. V. Bastrakov (1967). Es de notar que precisamente a semejantes pliegues, descubiertos en el valle del Volga, cerca de la ciudad de Uliánovsk, I. S. Rogozin aplicó por primera vez el vocablo «exotectónica».

5. **Los pliegues de asiento** son como los antagónicos de los sobresalientes (una pareja análoga la forman los pliegues de compactación y de abultamiento) y no se patentizan en la formación de estructuras positivas, sino que negativas. Se pueden destacar tres variedades de los pliegues de este tipo. Una de ellas está formada por los pliegues que surgen debido al hundimiento de los estratos en los fosos cársicos. Otra variedad, de mayor importancia, son las llamadas abolladuras sinclinales, observadas en calidad de complicaciones de grandes alzamientos braquianticlinales o cupuliformes acompañados de volcanes de barro. Semejantes «abolladuras» se patentizan del modo más típico en la península de Kerch, también son comunes en Kobistán (el Cáucaso del Sudeste), en Chelekén (Turkmenia), y, posiblemente, existen en todas las regiones de vulcanismo de barro. Las «abolladuras» se forman a consecuencia de que desde las profundidades salen grandes masas de brecha volcánica y quedan asentadas las arcillas en el núcleo del anticlinal. En tal caso en la periferia, a expensas del aporte del material arcilloso, surgen anticlinales anulares. Algo similar es registrado en la zona de tectónica de yeso y sal gema de la región de Ishimbáy del antepaís de los Urales, donde se observan las cubetas redondas de rocas coloradas de Ufá (P_2) dentro de los anillos de los anticlinales diapiros con núcleos de Kungur salíferos. Según opina A. A Bogdánov, la sal fue exprimida de debajo de estas cubetas dando origen a los anticlinales anulares. Un asiento análogo tiene lugar

bajo los terrenos de potente acopio de productos de erupciones volcánicas terrestres; a trechos alcanza gran magnitud y va acompañado a veces de la formación de anticlinales concéntricos compensatorios e, incluso de fallas normales, desplazamientos y de corrimientos. Los ejemplos de estas estructuras volcano-tectónicas son descriptos para las montañas Rocosas, la isla de Java (Sitter, 1960); en la URSS son conocidas en el Cáucaso, en los Cárpatos y, sobre todo, son de amplia difusión en las fajas volcánicas de Ojotsk-Chukotka y del Sikhota Alín, en Kamchatka y en las Kuriles.

6. **Los pliegues de deslizamiento** también deben ser divididos en tres clases. Unos de ellos son deformaciones de subácueo; por lo

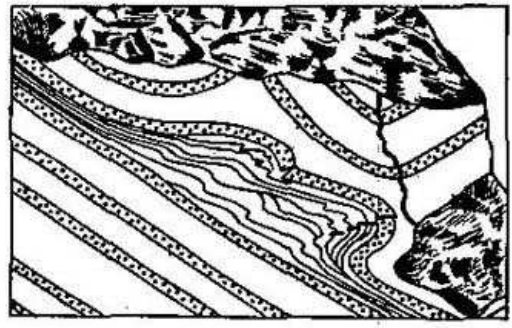


Fig. 142. Pliegues de deslizamiento en los depósitos sarmatienses de la depresión del Kurá Media (según M. G. Agabékov)

común, tienen dimensiones diminutas y se desarrollan preponderantemente en los sedimentos aleuríticos sobre los declives abruptos de las cuencas geosinclinales. Otra variedad, que es de mayor importancia, se forma ya en la fase de denudación como resultado del desequilibrio gravitacional debido a la acción erosiva de los ríos, de las rompientes del mar, a la actividad de las aguas subterráneas, etc. Pliegues de este género se tienen en el sarmatiense superior de la depresión Media del Kurá (fig. 142) según M. G. Agabékov y en los depósitos sarmatienses del Daguestán Meridional (la cordillera Serdogar cerca de Derbent) según P. N. Kuprín.En ambos casos los pliegues se tomaron antes como «propios», es decir, como deformaciones endotécnicas. La tercera variedad de pliegues de deslizamiento son los de lava que se trasladó por un relieve accidentado.

7. **Las alteraciones glaciales (glaciodislocaciones)** son de amplia difusión en todas las regiones de antigua glaciación continental constituidas por rocas sedimentarias. Estas alteraciones vienen condicionadas por el embate del helero en movimiento contra los depósitos plásticos, preponderantemente jóvenes (del cenozoico, del mesozoico); alcanzan el máximo desarrollo sobre los terrenos donde las rocas originarias están solevantadas de forma hipsométrica (a veces tectónicamente), lo que opone resistencia al avance posterior del helero. De esta forma, en particular, han surgido las conocidas dislocaciones de la ciudad de Kánev en la cuenca del Dniéper (fig. 143); allí a la par con las encorvaduras plegadas se registran numerosos corrimien-

tos escamosos diminutos (lo que es propio de muchas glaciodislocaciones). Encontrando en su camino los afloramientos de rocas duras (calizas, creta, etc.), el helero arrancó de ellas grandes bloques de potencia de hasta unas decenas de metros y de área de hasta varios kilómetros cuadrados y los trasladó a veces a una distancia de muchas decenas e incluso centenas de kilómetros. Semejantes bloques glaciales erráticos son de amplia difusión en la región del Báltico,

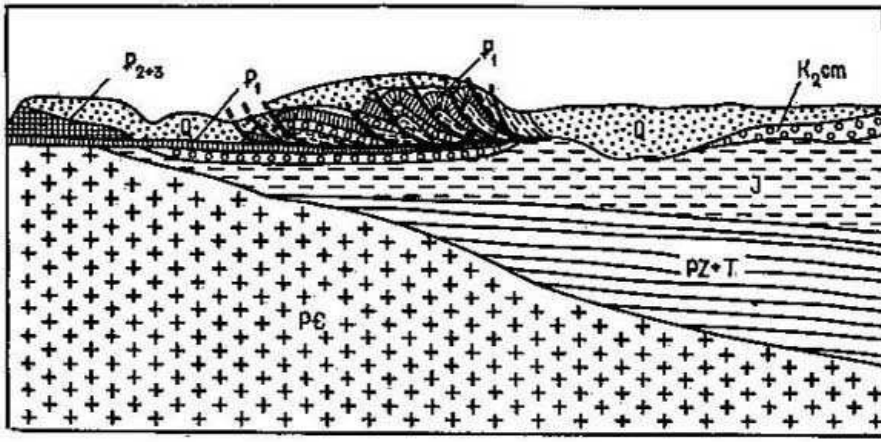


Fig. 143. Glaciodislocaciones en la región de la ciudad de Kánev a orillas del Dniéper (según V. I. Slavin)

en Bielorussia, en los distritos del noroeste de la RSFSR; en el pasado fue frecuente que se interpretaran como afloramientos originarios de los depósitos respectivos, lo que condujo a la aparición en los mapas de unos anticlinales no existentes en realidad. Aparte de la llanura Rusa, las glaciodislocaciones son comunes en muchos puntos de la parte septentrional de la tierra baja de la Siberia Occidental, en Polonia, en la parte nórdica de la RFA y RDA (sobre todo, en la isla Rugen), en la parte meridional de Suecia, en Holanda, en Norteamérica. Sería muy interesante analizar el ligamiento de ellas con la estructura regional y local de las rocas originarias.

B. Pliegues de recubrimiento (endogeno-exógenos, secundarios)

Los pliegues de esta categoría («plis de couverture», en francés, pliegues de cobertura) se forman dentro de los límites de la cobertura sedimentaria de un modo más o menos independiente de las dislocaciones del fundamento, en tal caso en su origen también desempeñan cierto papel los factores exógenos.

1. Pliegues de inyección (de flujo). La presencia, en la parte inferior o media de la capa sedimentaria, de un potente paquete de rocas

de plasticidad bruscamente elevada comunica al plegamiento que está formándose nuevas cualidades, vinculadas a la redistribución de las rocas de alta plasticidad, a la inyección de las mismas a las zonas de depresión relativamente baja. Los pliegues que surgen en tal caso, son variados según sea el carácter del plegamiento primario. Al formarse los pliegues de compresión general y cercanos a las fracturas (véase más abajo) se registra el estrujamiento de las rocas de alta plasticidad (arcillas, margas, etc.) desde las alas hacia las crestas de los pliegues, donde interestratificaciones aisladas de las rocas de poca plasticidad (por ejemplo, calizas y areniscas) como si se

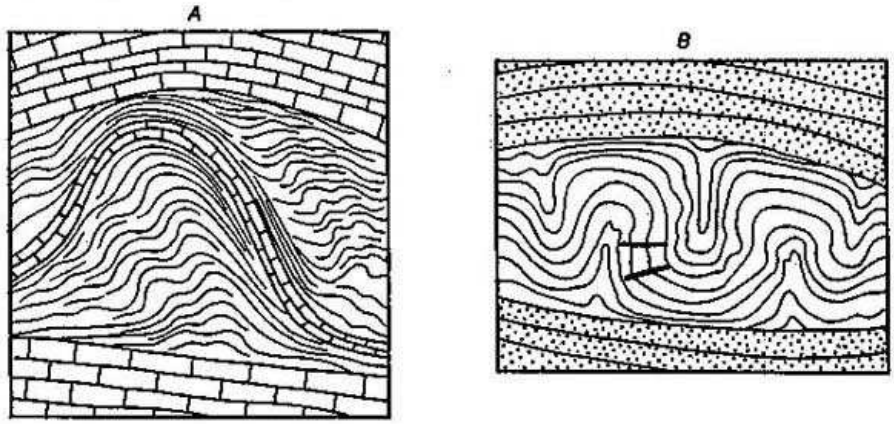


Fig. 144. Menudos pliegues inarmónicos de inyección en los depósitos del gotérivo y barremense (A) y en los depósitos de flysch albiense (B) de la vertiente meridional del Cáucaso Este (según A. V. Dolitski)

despegasen una de otra. Las más favorables para esta inyección son las bóvedas anticlinales que se hallan bajo una presión menor; aquí surge la acumulación máxima del material de alta plasticidad. Este último avanzando y experimentando la resistencia del techo y del piso, se arruga en pliegues diminutos, que en tal caso son los pliegues de ímpulso (según E. I. Patalaja, de flujo laminar longitudinal). El ancho de estos pliegues mide centenas o decenas de metros (fig. 144), al tiempo que el ancho de los pliegues primarios es más considerable y mide unos kilómetros. Esta variedad del plegamiento de impulso, o sea, los *pliegues de redistribución plástica*, es desarrollada vastamente, en particular, en los estratos triásicos y jurásicos ($T_3 - J_2$) de Crimea y del Cáucaso, donde se manifiesta en los paquetes de interestratificación de argilitas y aleurolitas, apretados entre paquetes con predominio de areniscas masivas. A semejante plegamiento son sometidos de ordinario las capas plásticas, de esquistos y flysch. Esta estratificación también es de amplia difusión en otras regiones de plegamiento donde existen rocas de elevada plasticidad. Por otra parte, algunos investigadores interpretan estos pliegues como pliegues de arrastre o gravitacionales.

Otra variedad del plegamiento de impulso se desarrolla en el fondo de los pliegues reflejos (véase más abajo) de los tipos de bloque y yacentes sobre y entre las fracturas. Este es el plegamiento *diapiro*[1]). Al formarse los pliegues diapiros, la impulsión se concentra en las bóvedas anticlinales, mientras que el material plástico se estruja mayormente de debajo de las combaduras sinclinales. Este proceso se desarrolla fundamentalmente bajo el influjo de la diferencia que existe entre las cargas estáticas de las bóvedas de los anticlinales y los fondos de los sinclinales. La diferencia de las cargas es singularmente grande en vista de que los pliegues primarios de los tipos que enumeramos se desarrollan de modo prolongado y consedimentacionario, así que en los sinclinales los espesores de sedimentos resultan, por lo común, considerablemente mayores que dentro de los límites de los anticlinales. La importancia de este factor fue indicada por primera vez por E. Kraus (1927) e interpretada por I. M. Gubkin (1934) en la obra acerca de la tectónica del Cáucaso Sudeste.

En las combaduras frontales, periclinales y entre montaña del Cáucaso posee una plasticidad muy alta la serie arcillosa de Maikop (oligoceno—mioceno inferior), a la cual se une en algunos lugares (Apsherón, Tamán), el mioceno medio y superior de arcillas, a veces, el paleogeno inferior. Merced a la impulsión de las arcillas de Maikop y las contiguas a éstas en la sección, las bóvedas anticlinales en estas depresiones han cobrado una forma de cresta o de cresta-abanico bruscamente extendida hacia arriba; las capas de las alas en las proximidades de las bóvedas yacen muy escarpadas, a veces, verticalmente. Entretanto la realización del sondeo y de la prospección sísmica ha mostrado que bajo la capa de Maikop la constitución de los pliegues se simplifica bruscamente y en los depósitos carboníferos del cretáceo superior se dibujan como suaves anticlinales con la bóveda prominente. En algunos casos (la parte occidental de la depresión del Kurá) a varios pliegues abruptos aproximados entre sí de Maikop y del mioceno les corresponde a profundidades un alzamiento de simple constitución.

El derrubio de la bóveda anticlinal hasta o casi hasta el techo de la capa de alta plasticidad o la existencia de rupturas que alcanzan la superficie, facilita el ascenso de las masas plásticas en forma de columna que se abre camino entre los depósitos suprayacentes Se forma el llamado *núcleo de perforación*, integrado por rocas arcillosas arrugadas de modo confuso, a veces trituradas hasta convertirse en brecha.

Los pliegues con núcleos de perforación (fig. 145) son pliegues diapiros propiamente dichos a diferencia de las estructuras diapíricas poco desarrolladas o *embriodiapiras* (según N. B. Lébedev), en las cuales se observa sólo el abultamiento del conjunto de capas de alta plasticidad en la bóveda anticlinal con el cambio correspondiente de su forma. Además, se distinguen los pliegues *criptodiapíricos* (A. D. Arjánguelski), es decir, diapiros ocultos[2]), en los cuales el

[1]) El vocablo «pliegue diapiro» fue introducido en la literatura por el geólogo rumano L. Mrazek en el año 1908.

[2]) Este término otrora se aplicó erróneamente a los pliegues con potencia disminuida desde las alas hacia la bóveda, es decir, a los anticlinales consedimentacionales ordinarios.

núcleo de perforación está derrubiado, recubierto y tapado por depósitos más jóvenes; el manto potente de estos últimos frena el desarrollo posterior de los procesos de diapirismo. Semejantes núcleos

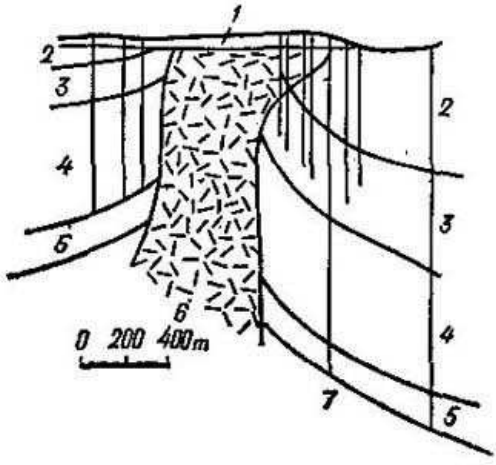


Fig. 145. Anticlinal diapírico de Moreni-Gura-Oknitsei en la depresión Pericarpática, Rumania (según G. Makovei, simplificado)

1—terraza; *2*—piso levantino (plioceno superior); *3*—piso daciano (plioceno medio); *4*— póntico; *5*— — meótico; *6*—sal gema; *7*—mioceno

diapiros sepultados fueron descubiertos por la perforación en varios anticlinales gaso y petrolíferos del archipiélago y la península de Apsherón en el basamento de una potente capa productiva de arenas

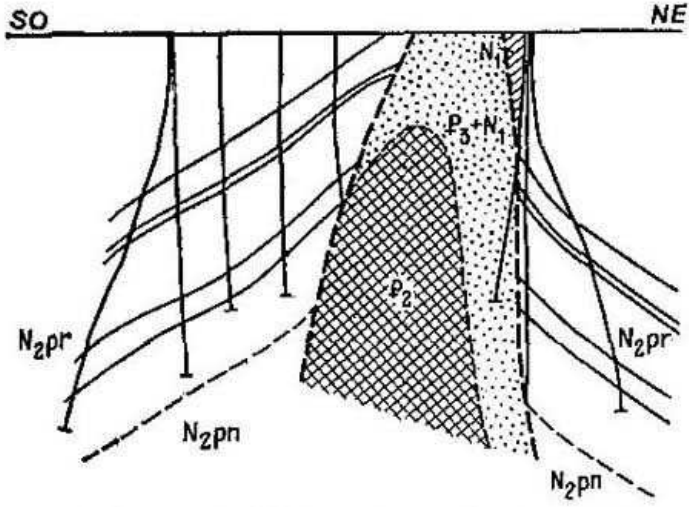


Fig. 146. Anticlinal diapírico. Piedras de petróleo (según F. I. Samédov)

y arcillas del plioceno (fig. 146). Los fenómenos del diapirismo están vinculados con la presencia en la sección de rocas de alta plasticidad tales como arcillas, yesos, sales, carbonos, margas. En el caso de la sal, el diapirismo tiene un carácter algo particular, lo que nos obliga a destacar la *tectónica salina* en calidad de un tipo específico de estructura plegada (véase más abajo). En las regiones de diapirismo

de arcilla (las penínsulas de Kerch y Tamán, el Cáucaso Sudeste, la depresión Media del Kurá, la antefosa Precarpática Rumana, etc.), a veces fuera de éstas (la depresión de la Transcaspia), se registran los fenómenos *del vulcanismo de barro*, afines en cierta medida al diapirismo y vinculados con la presencia, en el subsuelo, no sólo de las capas arcillosas plásticas, sino también de estratos saturados de agua y gas. En la masa de las capas donde se engendran los focos de la actividad vulcánica de barro se registra en los estratos una presión irregularmente alta, que supera la presión hidrostática (M. K. Kalinko). Cuando las rupturas (fallas normales de tracción) alcanzan esta masa, surgen los centros de descarga, a los cuales se precipitan los chorros de gas, agua y petróleo, así como también la arcilla diluida, saturada de gases y convertida en el cieno volcánico (lodo), que encierra fragmentos de rocas duras provenientes de las intercalaciones de la masa gasífera, y de las formaciones que integran las paredes de la chimenea eruptiva, este cieno con fragmentos duros (a veces en bloques enteros de unas centenas o miles de metros cúbicos) lleva el nombre de brecha volcánica.

Como ya hemos señalado, la tectónica salina, o sea, según F. Trusjeim, *galokinesis*, se debe destacar como una especie plenamente singular del plegamiento de impulso. La especificidad del diapirismo salino está vinculada con el hecho de que al ascenso de las masas salinas a través de los sedimentos suprayacentes contribuye no sólo la alta plasticidad que adquiere la sal accionada por la presión, sino que también el peso específico pequeño de la sal (2,2) en comparación con otras rocas sedimentarias, incluso los sedimentos arenosos y arcillosos de poca compactación (el peso específico es de 2,5—2,6). Por lo tanto, ya inmediatamente como resultado de la inversión de densidades (rocas más pesadas yacen sobre las ligeras) y en virtud del principio físico *de la inestabilidad de convección*, la «emergencia» de la sal y ella traspasa los sedimentos suprayacentes incluso al descansar el lecho por debajo de la sal en dirección completamente horizontal. Este mecanismo está argumentado teóricamente y confirmado en forma experimental tanto en la URSS (N. B. Lébedeva y, sobre todo, A. M. Sichova-Mijáilova en el laboratorio de tectonofísica de la Universidad M. V. Lomonósov de Moscú) como en los EE.UU., así como también mediante observaciones directas: en la sineclisa Caspiana fue registrado por prospección sísmica un descanso prácticamente horizontal de las formaciones que yacen bajo las capas de sal (fig. 147). En semejantes condiciones es de esperar una distribución más o menos regular de las bóvedas sin ninguna orientación algo notable. En el caso ideal los domos deben ser ubicados en los nudos de la red hexagonal; es curioso que a su tiempo A. N. Guéisler argumentó precisamente esta disposición de los domos salíferos de la sineclisa Caspiana, independientemente de cualesquier consideraciones acerca de su génesis. No obstante, es natural que al presenciar en el lecho yacente bajo la sal desigualdades de todo origen (alzamientos anticlinales, escarpas de falla), los domos salinos van a sur-

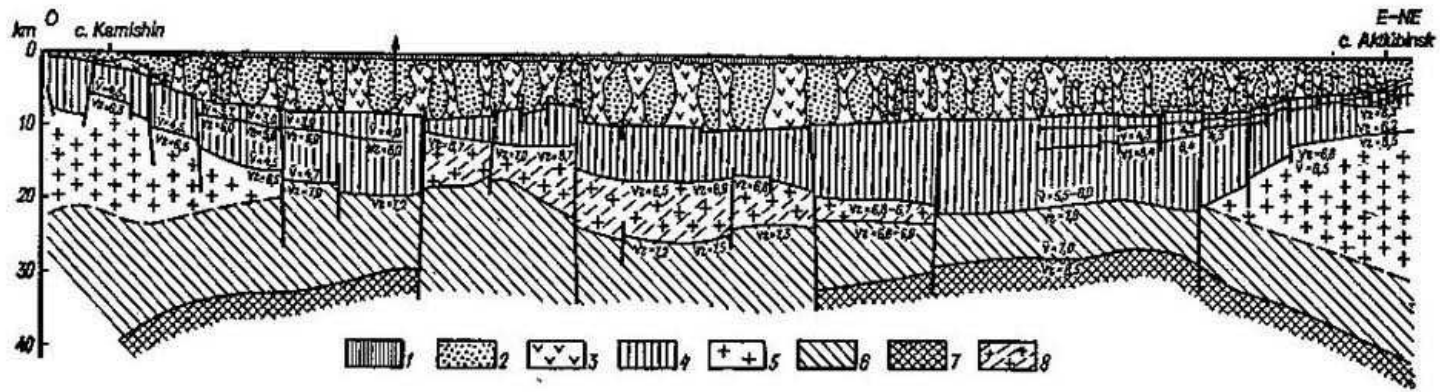


Fig. 147. Sección sismológica de la depresión Precaspiana (según los datos de Spetsgeofísica y del trust geofísico de Alma-Atá)

1—plioceno superior; *2*—paleógeno, mesozoico, pérmico superior; *3*—bancos y stocks salinos; *4*—depósitos yacentes bajo la sal; *5*—capa «granítica» de la corteza terrestre; *6*—capa «basáltica»; *7*—manto superior; *8*—capa basificada, granítica o sedimentaria

gir en primer orden precisamente sobre estas elevaciones o escalones (fig. 148) y su orientación quedará supeditada a la orientación de dichos elementos estructurales.

En la forma más pura la tectónica salina se manifiesta en grandes depresiones platafórmicas del tipo de sineclisas marginales; los ejemplos clásicos de su desarrollo son la sineclisa Precaspiana, la depresión de Polonia y Alemania con su prolongación en el mar del Norte, la depresión del golfo de México (sobre todo, su litoral septentrional Gulf Coast). Aquí, en el extenso campo de las capas de disposición casi horizontal sin orden visible se hallan desparramadas centenas de domos salinos, que son elevaciones redondeadas con diámetro de hasta 100 km (el domo Chelkarski de la llanura Precaspiana es el más eminente de los domos conocidos en el mundo). El núcleo de una elevación de este tipo suele ser constituido de sal de piedra con huellas manifiestas de intenso flujo (fig. 149); éste es el llamado *stock* o *macizo salino*. Los stocks salinos tienen una sección redonda, lo que asegura el rozamiento mínimo al ascender el stock a través de las rocas que cubren la sal. De esta forma, los núcleos de los domos salinos típicos son pilares salinos que suben con frecuencia desde inmensas profundidades (de hasta 9 km en la sineclisa Precaspiana, de hasta 14 km en el litoral del golfo de México). En algunos casos estos núcleos alcanzan la superficie aflorante (domos abiertos), en otros se detienen a cierta distancia de la superficie (domos cubiertos). Además, los domos salinos se subdividen en *desgarrados* y *no desgarrados* en dependencia de que si el núcleo atraviesa o no la totalidad de las rocas yacentes por encima de la sal; los domos no desgarrados corresponden a los pliegues embriodiapiros. En el proceso de crecimiento del domo salino o de alzamiento general de región, las rocas suprayacentes pueden quedar derrubiadas, a la vez que el núcleo salino aflora a la superficie; semejantes domos se denominan *derrubiados*; en adelante el núcleo derrubiado puede resultar sepultado bajo sedimentos transgresivos jóvenes.

Debido al derrubio del macizo salino por las aguas superficiales y subterráneas, en su techo, después de lixiviada la sal gema, se forman, primero, el *sombrero de piedra* («caprock», en inglés), que consta fundamentalmente de yeso, cuya solubilidad es menor, y, segundo, las *brechas* de las rocas poco solubles y poco susceptibles al derrubio, que yacían en la parte inferior del complejo suprayacente o como intercalaciones en el propio macizo salino; dichas brechas cubren a este último o se acuñan entre los depósitos de las alas de la bóveda. Los declives del macizo salino en la sección transversal pueden ser de pendiente suave, abruptos, verticales a plomo e incluso doblados hacia dentro; en este último caso aparece una pendiente salina (cornisa salina, en inglés, «overhang»). La cima del macizo a veces se caracteriza por tener salientes y depresiones; alrededor del macizo, a cuenta del reflujo de la sal, surge el denominado sinclinal compensatorio.

La estructura del complejo suprayacente es una cúpula cuyos

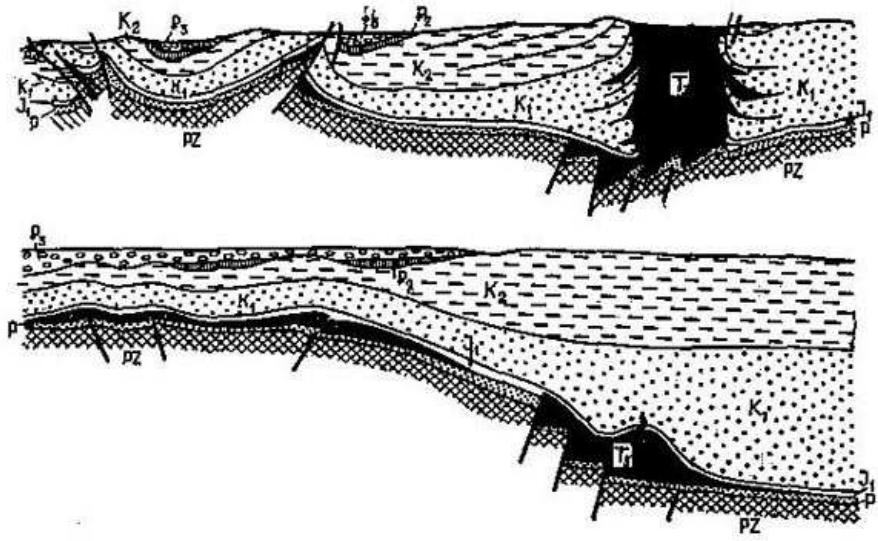


Fig. 148. Enlace entre la formación de domos salinos y la constitución escalonada del fundamento en el corte de Bilbao—Vitoria (España del Norte). Arriba, la estructura contemporánea; abajo, la estructura originaria supuesta (según J. M. Ríos)

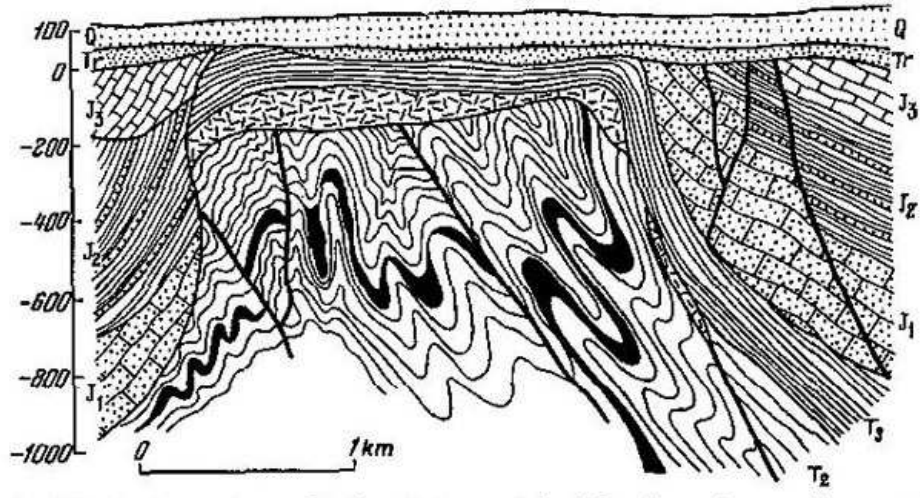


Fig. 149. Deformaciones plásticas internas del núcleo de un domo salino en Klodav, Polonia (según M. Ksenzhkévich y Ya. Samsónovich)

contornos dependen de la forma del macizo salino; esta cúpula de ordinario está perturbada por una red tupida de fallas normales (véase el cap. XII), en tal caso en las partes marginales, tanto de la sineclisa Precaspiana como de la sineclisa del golfo de México, la orientación desordenada de los domos salinos se sustituye por una más regular, evidentemente, debido a la cercanía de los bordes de las sineclisas y a movimientos más activos del lecho subyacente, originados por la proximidad de las zonas plegadas periféricas (los Urales en el caso de la llanura Precaspiana, el sistema Wochito—Maratón en el caso de la Gulf Coast). Aquí cobran desarrollo grandes *caballones*

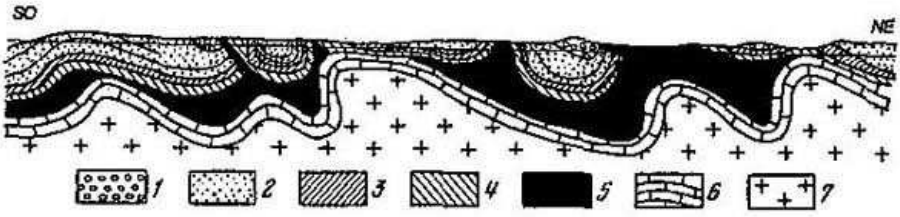


Fig. 150. Sección a través de la zona petrolífera del Irán Sudoccidental
1—conglomerados bajtiáricos (plioceno); 2—Fars superior; 3—Fars medio; 4—Fars inferior (mioceno); 5—sal; 6—calizas de Asmari (mioceno y oligoceno); 7—eoceno

saltnos lineales. Sea dicho de paso, la tendencia a la fusión de los domos en caballones dentro del subsuelo es típica para los tramos más céntricos de las sineclisas (véase más abajo).

En las depresiones lineales del tipo del aulacogeno del Dniéper—Donetz o de la cuenca de Paradojo de las montañas Rocosas Orientales de los EE.UU., la presencia de fracturas axiales y marginales determina ya totalmente la orientación regular de los domos salinos, concordante con el rumbo de dichas depresiones. En los miogeosinclinales, por ejemplo, en la zona Exterior de Zagros o en la cordillera Oriental de Colombia, en las combaduras frontales (Precarpática, Preuralense, etc.) y entre montañas (Transcarpática, etc.) la tectónica salina interviene a veces sólo como complicación de un plegamiento lineal o de cresta. Aquí la sal desempeña, en general, el mismo papel que otras rocas de alta plasticidad, por ejemplo, arcillas; se exprime desde las alas, da origen a núcleos diapiros e irrupciones, causa una discordancia considerable entre las totalidades de capas subyacentes y suprayacentes (fig. 150). Además, se manifiesta singularmente corrediza debido a que tiene un peso específico pequeño. Es por esto por lo que, por ejemplo, en la zona exterior de Zagros, los domos salinos que vienen de profundidades de 8—10 km, desde la parte inferior del cámbrico y del venda, conservan su forma isométrica, superando la orientación lineal, excepcionalmente precisa, de todos los pliegues de la zona dada. En las depresiones redondas u ovaladas entre montañas, la ubicación de los domos salinos es caótica, al igual que en las plataformas, por ejemplo, en la depresión Transilvana o en la depresión de Dashti-Kevir en el Irán Central.

Un caso algo singular y no descifrado del todo lo presenta la tectónica de la antefosa de los Urales, donde los anticlinales salinos se hallan desarrollados en los sinclinales del lecho que yace bajo la sal (fig. 151). Es de particular interés el hecho de que aquí se ha conservado la estratificación no perturbada o poco alterada de la sal, lo que contradice el concepto de impulsión. Últimamente datos análogos se exponen asimismo para la sineclisa Precaspiana, lo que es del todo paradójico.

En la parte septentrional de la RFA, donde la región de tectónica salina se ha estudiado con detalle mediante la perforación y la pros-

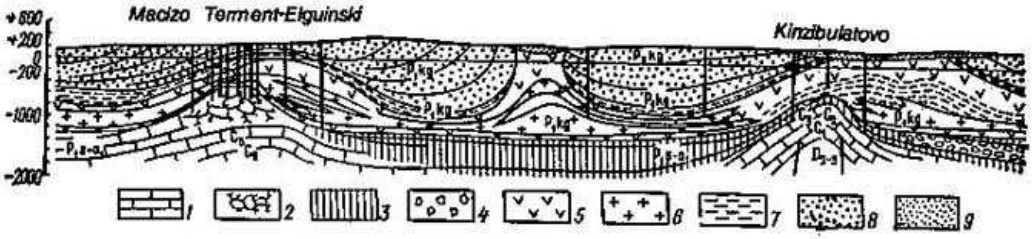


Fig. 151. Uno de los anticlinales salinos de la región de Ishimbai de las precordilleras Uralenses (según A. A. Bogdánov)

1—calizas; *2*—macizos de arrecifes; *3*—margas; *4*—brechas calcáreas; *5*—anhidritas; *6*—sales; *7*—arcillas; *8*—depósitos abigarrados de arena y arcilla; *9*—formaciones cuaternarias

pección sísmica (la superficie del lecho subyacente aquí descansa por lo común a profundidades relativamente pequeñas. de 4—5 km), F. Trusheim estableció una serie genética de estructuras salinas desde

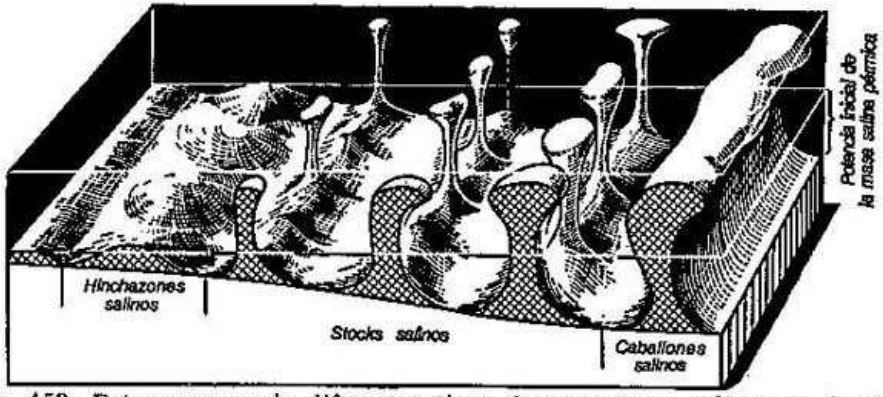


Fig. 152. Estereograma de diferentes tipos de estructuras salinas en función de la potencia originaria de la masa salina (según F. Trusheim)

las menos desarrolladas «almohadas salinas», que se encuentran en la periferia de la cuenca, en la región de capas salinas de escasa potencia, pasando por los stocks y diapiros, hasta los «terraplenes salinos», registrados en la parte central de la cuenca con la máxima potencia de sal (fig. 152) y agreguemos, sobre las grandes fracturas que hay aquí, en la zona del lago Mieza—mar Mediterráneo.

Tanto los diapiros salinos como arcillosos se caracterizan por los mínimos locales de la fuerza de gravedad. Es natural que para los diapiros salinos esto se explique por el pequeño peso específico de la sal; pero en los diapiros arcillosos los núcleos de perforación también se hallan en estado de poca compactación, según evidencian las determinaciones de la densidad de las arcillas del oligoceno y del mioceno en los núcleos de los anticlinales del Cáucaso Sudeste, las cuales adelantaron cifras del orden de 1,9—2,0 (E. A. Prozoróvich). La densidad particularmente posee la brecha de erupción de los volcanes de barro. De esta manera, no sólo en los diapiros salinos, sino que también en los de barro, la pequeña densidad de las rocas del núcleo posibilita su ascenso. Además, es de importancia que la característica gravimétrica nos da la posibilidad de distinguir los anticlinales diapiros de los no diapiros, que no dan los mínimos, sino que los máxi-

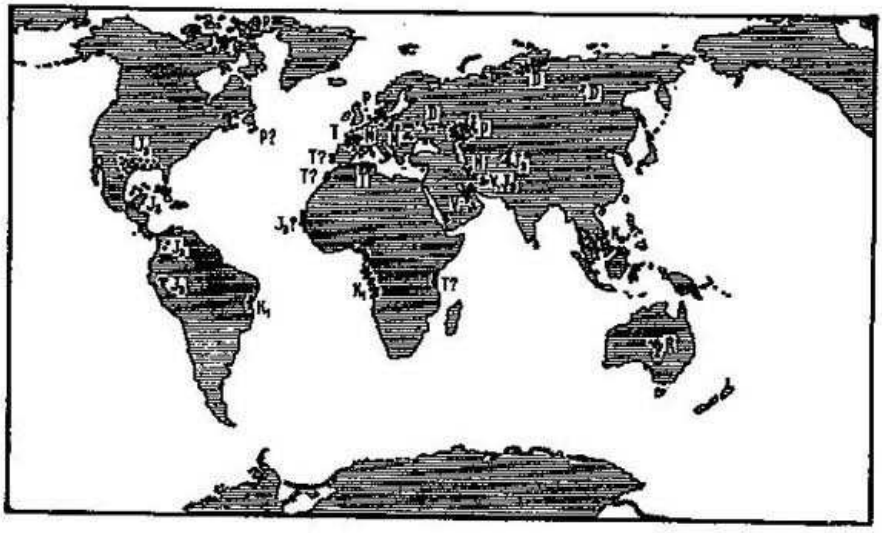


Fig. 153. Difusión de la tectónica salina en el globo terráqueo. Las regiones de ubicación de la tectónica salina son mostradas como puntos (los índices señalan la edad de la sal)

mos locales de la fuerza de gravedad (I. O. Tsimelzón). Sin embargo, el acercamiento de capas más densas de la parte inferior del complejo plegado hacia la superficie puede neutralizar o incluso superar el valor de la densidad del núcleo arcilloso de perforación.

En los últimos años se esclareció que la tectónica salina tiene un desarrollo extraordinariamente amplio no sólo en los continentes, sino que también en los mares marginales (el mar del Norte), los interiores (la parte occidental del mar Mediterráneo) e incluso en las zonas periféricas de los océanos: por ambos lados del océano Atlántico y, probablemente, en la periferia occidental del Indico (fig. 153). En total la importancia de la tectónica salina es muy grande, debido evidentemente a que la acumulación masiva de sal se repitió más de una vez en la historia de la Tierra (el venda—cámbrico antiguo y medio, el devónico, el pérmico, el triásico—jurásico antiguo, el jurásico tardío—cretáceo antiguo, el oligoceno—neogeno).

1. **Pliegues de arrastre.** Los pliegues diminutos que complican las grandes estructuras plegadas primarias de mayor pendiente, pueden formarse no sólo por inyección, sino de un modo algo diferente. Durante la formación de los pliegues de inflexión longitudinal los estratos yacentes por encima de la capa neutral experimentan la tracción, que se sustituye bajo esta capa por la compresión. Como resultado los estratos comienzan a desplazarse en capas en dirección del eje del anticlinal. De este modo surgen pequeños pliegues de arrastre, que vuelcan en dirección al desplazamiento general de las capas: desde los núcleos de los sinclinales hacia las bóvedas de los anticlinales (fig. 154).

La noción de pliegues de arrastre fue introducida a la literatura por Ch. Leith y Ch. van Hise en 1911. Muchos investigadores soviéticos, en particular, V. V. Ez

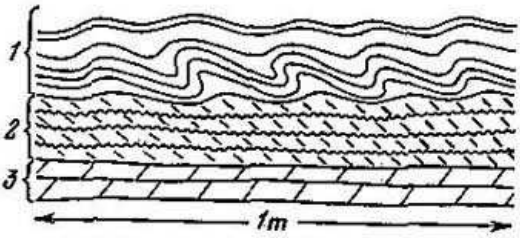


Fig. 154. Pliegues de arrastre en el flysch carbonatado del Valanginense del Cáucaso Sudoriental (según A. V. Dolitski)
1—arcillas con intercalaciones delgadas de aleurolitas (trazos continuos); *2*—arcillas en clivaje; *3*—margas

(1969), son escépticos con respecto a la verosimilitud de este mecanismo de formación de los pliegues. G. D. Azhguiréi señaló que de ordinario el fenómeno de arrastre no se registra en una forma pura, sino que en combinación con el fenómeno de impulso, es decir, con el proceso de deformación plástica, originando los pliegues de «arrastre plástico».

El mecanismo del arrastre fue analizado por A. V. Dolitski (1962), quien considera que muchos pequeños pliegues del mesozoico de la vertiente meridional del Cáucaso Mayor se refieren a dicho tipo. En contra de la pertenencia de ellos a los pliegues de impulso testimonia, según Dolitski, su propagación universal, al tiempo que los pliegues de impulso deben sustituirse, cruzando el rumbo de la región plegada, por zonas de aplastamiento, de estiramiento y de división en lentejones. No obstante, en su desarrollo posterior los pliegues de arrastre, según señala Dolitski, pasan a ser pliegues de impulso; en este sentido tiene razón G. D. Azhguiréi, quien indica la estrecha afinidad de los mismos.

2. **Pliegues gravitacionales.** Las masas sedimentarias pueden deslizarse por la superficie inclinada accionadas por su propio peso, sobre todo, si en su basamento yacen rocas de alta plasticidad (sal, yeso, arcilla). Según los datos obtenidos por Jean Goguel, si las rocas sedimentarias se acumulan sobre el yeso, cuyo umbral de fluidez es de 50 kg/cm^2, el resbalamiento se hace factible bajo un ángulo de 11° para una serie de potencia de 1 km y bajo el ángulo de 3,5° para una de potencia de 3 km. En estas cifras, como señala justamente A. V. Volin, se debe introducir una corrección más, para el tiempo geológico, ya que cuanto más prolongado es éste, tanto mayor es el efecto de deslizamiento, siendo iguales las demás condiciones. Los estratos deslizantes hacia abajo por el declive de la elevación encuentran la resistencia de su prolongación, todavía no afectada por este proceso y a consecuencia de esto se arrugan en pliegues (fig. 155). Los pliegues frontales, empujados por los de retaguardia, pueden parcialmente «correr» hacia arriba por el declive opuesto, por ejemplo, al ala opuesta de la depresión.

Las primeras indicaciones de la formación del plegamiento mediante el deslizamiento gravitacional, pertenecen a los geólogos suizos Hans Schardt y Maurice Lugeon y datan de fines del siglo pasado. En estos mismos años la posibilidad de formación de los pliegues al deslizar por la acción de la fuerza de gravedad fue mostrada experimentalmente por E. Reyer. Pero ulteriormente estas ideas fueron desatendidas y durante varios decenios predominó la opinión de la formación de todos los pliegues (así como también de los corrimientos y mantos) como consecuencia de la compresión lateral. Sólo en 1930 el geólogo alemán Erich Haarmann de nuevo volvió a las ideas del plegamiento gravitacional y pronto fue secundado de modo enérgico por el holandés R. van Bemmelen. Pero estas nociones ganaron fama en 1938—1939 después de realizadas las obras del grupo de investigadores de los Alpes Franceses (D. Schneegans,

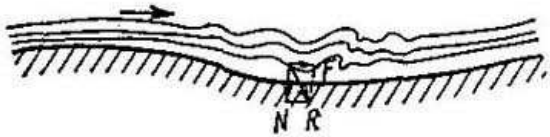


Fig. 155. Esquema de formación de los pliegues bajo la acción de las fuerzas gravitacionales (según V. V. Bronguliéev)

M. Gignoux y L. Moore), a cuyas deducciones se adhirió en el acto M. Lugeon, uno de los fundadores de la hipótesis acerca del plegamiento gravitacional[1]), quien poco tiempo después, sin embargo, cambió de parecer. En la URSS unos de los primeros quienes destacaron el considerable papel del mecanismo gravitacional en la tectogénesis, fueron N. B. Vasoévich, quien explicó por la acción de este mecanismo la formación de los charriages de la vertiente meridional del Cáucaso Mayor, y A. V. Volin, en base al material de las investigaciones de Dzhezkazgán y de la península de Chelekén. En lo sucesivo al plegamiento gravitacional prestó gran atención V. V. Beloúsov; a este plegamiento también está dedicada la obra de S. S. Shults.

Como la condición fundamental para el surgimiento del plegamiento gravitacional es la existencia de un conjunto plástico en el basamento de la masa sedimentaria y de cierto declive del piso de esta masa, se hace evidente que el plegamiento gravitacional adquiere el máximo desarrollo sobre las laderas de las elevaciones geosinclinales en crecimiento en las formaciones de flysch, de molasa inferior y otras con participación notable de rocas plásticas. Aquí la acción de la fuerza de gravedad provoca una notable complicación en el plegamiento originario mediante una serie entera de pliegues diminutos, inclinados y, con frecuencia, volcados en dirección de las combaduras frontales y las de entre montañas. Se llega a la formación de peculiares pliegues invertidos, que tienen aspecto de sinclinales, pero contienen en su núcleo rocas más antiguas. Semejantes pliegues fueron registrados en la ladera austral del Cáucaso Mayor, en Kajetia, por N. B. Vasoévich, en la vertiente occidental de los Urales por B. M. Kéller y Yu. M. Puscharóvski, en la pendiente oeste del Darvaz por N. P. Ermakov. Los pliegues invertidos son registrados en los Tatra, en las Cordilleras Norteamericanas y otras regiones.

---

[1]) A este tipo de plegamientos los geólogos franceses y suizos lo denominan «tectónica de escurrimiento gravitacional» (en francés, «tectonique d'ecoulement par gravité»).

El movimiento de las capas hacia abajo por la ladera regional transcurre no sólo de forma coherente, sino también en bloques erráticos e incluso en paquetes aislados con potencia de hasta 2—3 km y extenditos en varias decenas de kilómetros. Este último caso ya es el de los mantos gravitacionales, de los cuales se va a tratar más adelante. La transisión de los pliegues en bloques erráticos se puede ilustrar con el ejemplo de algunas estructuras gravitacionales de la Georgia Occidental (fig. 156). En caso de que estos bloques se deslicen a la cuenca marina y se entierren en sus sedimentos, ellos se denominan *olistolitas.*

La existencia de rocas de una plasticidad singularmente alta en el basamento de la sección sedimentaria, hace posible la manifestación

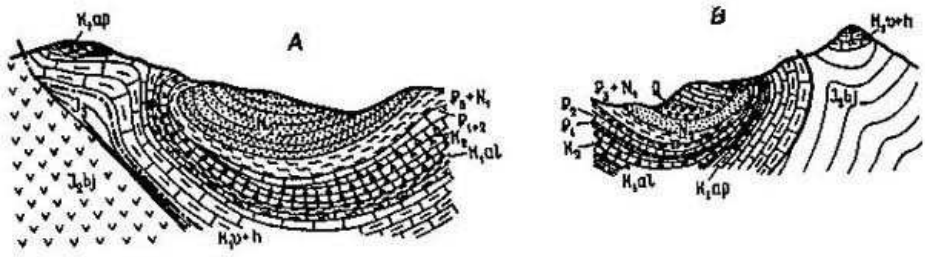


Fig. 156. A — anticlinal gravitacional secundario del ala septentrional del Cáucaso Mayor; B — transición de un sinclinal gravitacional volcado en deslizamiento, allí mismo (según I. P. Gamkrelidzo)

del plegamiento gravitacional incluso en condiciones de declives tectónicos primarios insignificantes, es decir, no sólo en las regiones geosinclinales, sino que también en las platafórmicas. El desarrollo del triásico arcilloso con contenido de yeso y sal, recubierto por las calizas del jurásico y del cretáceo, dentro de los límites de la plataforma epiherciniana en Francia, España y en el Africa Septentrional causó la formación de un plegamiento muy complicado e incluso de mantos gravitacionales por encima de las desigualdades tectónicas del fundamento herciniano. Un papel análogo lo desempeñó el jurásico superior salífero complicando la estructura plegada de los contrafuertes del sudoeste de la cordillera de Guissar y de la depresión Tadzhik.

Hablando con propiedad, al plegamiento gravitacional, en el sentido lato, se debiera referir también el plegamiento de impulso, el cual se forma debido a la diferencia de las cargas que accionan sobre las masas plásticas, es decir, la tectónica diapírica incluyendo la salina, puesto que aquí también la acción de la fuerza de gravedad es la causa directa de generación de los pliegues. Aún más, la distribución irregular de las cargas sobre las masas plásticas puede ser provocada por los procesos exógenos o por el acopio de los productos de actividad volcánica. De esta forma, los pliegues exógenos también se refieren, aunque parcialmente, a la clase de los gravitaciona-

les. Por lo tanto a los pliegues gravitacionales destacados en el presente párrafo sería más exacto denominarlos *pliegues de deslizamiento gravitacional libre.*

Creemos que la interpretación más amplia de la tectónica gravitacional es la de R. W. van Bemmelen, quien, conjeturando las manifestaciones de ésta a diferentes niveles en la corteza terrestre e incluso en el manto superior (fig. 157), la aprecia como tipo principal de las

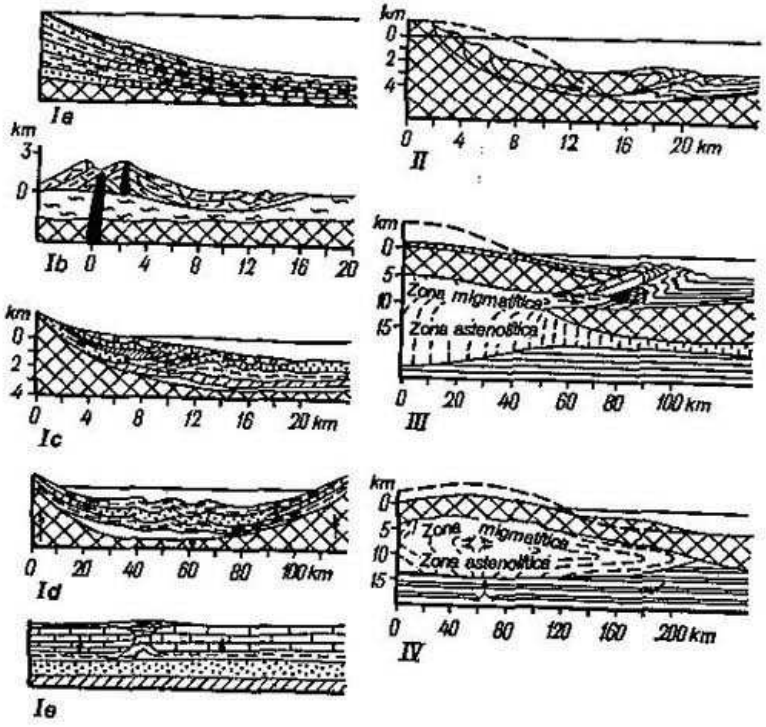


Fig. 157. Tipos de la tectogénesis gravitacional (según R. W. van Bemmelen)
I—epidermal; Ia—deslizamiento; Ib—asiento tectonovolcánico; Ic—resbalamiento libre; Id—deslizamiento acompañado de compresión, Ie—estrujamiento; II—dérmico; III—batidérmico; IV—subcortical

deformaciones de plegamiento (y de recubrimiento). No obstante, la estimación de todo el plegamiento geosinclinal como gravitacional está en contradicción con una serie de circunstancias, ante todo, con la falta, en las partes abovedadas de las estructuras plegadas, de zonas de «denudación tectónica», de donde fuesen evacuados los depósitos de edad correspondiente, así como también con la falta de declives requeridos, los cuales suelen surgir sólo durante la orogénesis.

En el proceso de las investigaciones sismoacústicas marinas recientes fue acusada una manifestación amplia de la tectónica gravitacional al pie del talud continental, en las zonas del piso continental, lo que es sumamente natural, tomando en consideración los

notables declives y potentes acopios de sedimentos deleznables. Es curioso que ya en los años treinta P. E. Baldery y B. G. Brown registraron una difusión muy considerable de pliegues y desplazamientos gravitacionales a lo largo del litoral del océano Pacífico en Perú y Ecuador, en los depósitos solevantados de la periferia continental.

C. Los pliegues superficiales del fundamento y los pliegues reflejos de la cobertera

1. **Pliegues reflejos heredados.** Este tipo de pliegues surge en la cobertura sedimentaria como resultado del desarrollo prolongado de los pliegues y las rupturas diminutas del fundamento cuando por encima de éstos se forman los pliegues de encorvamiento transversal.

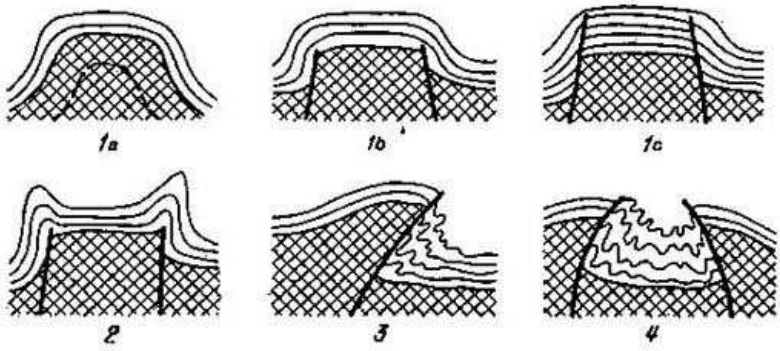


Fig. 158. Especies y variedades principales de los pliegues reflejos
1—pliegues reflejos hereditarios: *1a*—anticlinal heredado, *1b*—anticlinal estampado, *1c*—anticlinal-horst; *2*—anticlinales situados por encima de la fractura (de costura, de cicatriz); *3*—anticlinales cercanos a las fracturas; *4*—anticlinales entre fracturas

En tal caso son posibles diversas combinaciones de las estructuras del fundamento y de la cobertura (fig. 158).

Si el fundamento está consolidado débilmente, en él prosigue la formación de los pliegues de encorvamiento longitudinal. Por encima de estos pliegues en la cobertura surgen pliegues reflejos de encorvamiento transversal, que repiten los pliegues del fundamento en forma suavizada y se desarrollan de modo prolongado, consedimentacional. A dicho subtipo pertenecen muchas estructuras locales de la plataforma epihercíniana de la precordillera del Cáucaso y, en particular, de la zona de alzamiento del antepaís del Kumá (Ozeksuat, etc.), así como también del hundimiento austral de los Urales, de la Siberia Occidental (fig. 159), de Ferganá meridional y sudeste (Alamashik y otros) y, probablemente, de las regiones de Bujará y Jiva (Gazlí, etc.).

En caso de una consolidación más notable del fundamento, en éste pueden desarrollarse sólo los pliegues de encorvamiento transversal, que pasan a ser horst-anticlinales y graben-sinclinales. Los

horsts del fundamento influyen a modo de estampilla (V. V. Bronguliéev) sobre la cobertura sedimentaria, en la cual se forman los pliegues de encorvadura transversal que se ensanchan paulatinamente

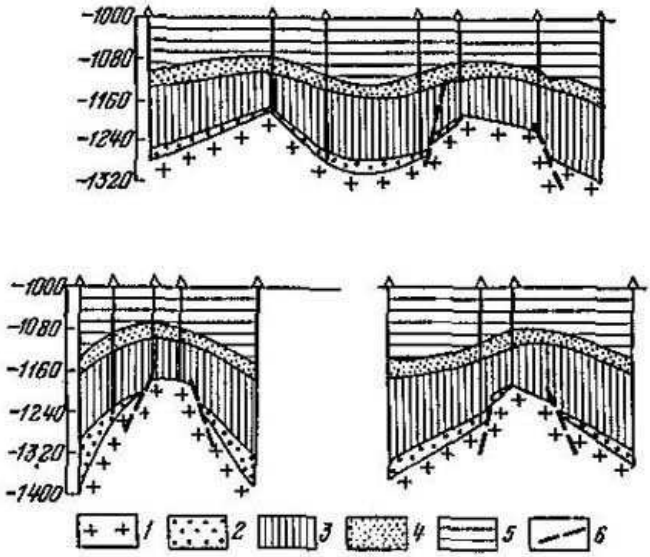


Fig. 159. Pliegues reflejos de la plaza Aliasovskaia de la llanura baja Siberiana Occidental (según V. P. Markievich y M. I. Kozlova)

1—fundamento; *2*—horizonte productivo berezovski del jurásico superior; *3*—argilitas del urásico superior y valanginense; *4*—depósitos de arena y arcilla del valanginense-gotérivo; *5*—depósitos arcillosos del gotérivo—barremense; *6*—perturbaciones disyuntivas

en la dirección ascedente de la sección. Estos pliegues suelen ser consedimentacionales, pero a veces aparecen después de acabado el

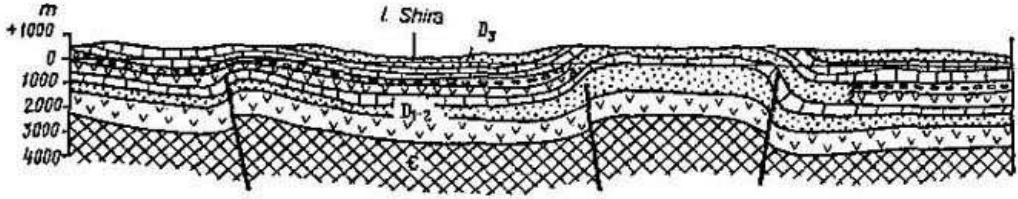


Fig. 160. Pliegues reflejos del devónico de la depresión de Minusinsk del Norte (según B. N. Krasílnikov y otros)

depósito sedimentario. Los caracteres privativos de ellos son: la forma baúl-cajón, los contornos angulosos, la bóveda en pendiente suave y las alas escarpadas, a veces transmutadas en flexuras.

De buen ejemplo de los pliegues reflejos de este subtipo (precisamente a éste se refieren los vocablos «de estampilla», «de bloque», «pliegues de revestimiento» en sus sentidos latos) pueden servir los pliegues en el paleozoico medio y superior de las depresiones de Minusinsk (fig. 160), una parte de los pliegues en los mismos

depósitos del Kazajstán Central, los pliegues de la región de las dislocaciones de Sarátov en la plataforma Rusa, etc. Pliegues de este género fueron reproducidos experimentalmente por A. M. Sichova-Mijáilova (Universidad Lomonósov de Moscú).

En las condiciones de una consolidación considerable del fundamento, de una potencia relativamente escasa de la cobertura y de desarrollo en esta última de las rocas duras, de poca plasticidad, tales como calizas masivas, areniscas, lavas volcánicas y tobas, las fallas del fundamento penetran en la cobertura y la estructura plegada de la propia cobertura está presentada por una alternación de horst-anticlinales y graben-sinclinales. Así son las cosas, por ejemplo, en la región de la divisoria de las aguas de Sarisu-Teniz en el Kazajstán Central, en la Sajonia Inferior (el tipo sajón del plegamiento, según H. Stille), en la Mongolia Sudeste, en varios distritos de China (las estructuras de Nen-shan).

2. **Pliegues situados por encima de las facturas.** El procedimiento más simple de formación de estos pliegues es el descenso de un bloque de la corteza con respecto a otro. En tal caso las capas de la cobertura sedimentaria constituyen una flexura con el ala media estirada. Tales son, por ejemplo, las flexuras de la periferia septentrional de la sineclisa precaspiana: Zhadovskaia y otras.

La traslación relativa de los bloques en una dirección, en la marcha de desarrollo de la región, a veces cambia por un desplazamiento de dirección inversa. Las capas sometidas a la tracción se ven constreñidas a adaptarse a un espacio menor y a consecuencia de esto se arrugan en un pliegue anticlinal que se alza por encima de la fractura del fundamento (fig. 161). Este mecanismo de formación de los pliegues fue indicado por D. P. Rezviy para la depresión de Ferganá y por I.K. Zerchanínov para el tramo del río Volga. D.P. Rezviy dio a los pliegues de tipo semejante el nombre *de cicatriz*, también se denominan *de costura*.

En el caso de una potencia apreciable de la cobertura sedimentaria y existiendo en su parte inferior capas de elevada plasticidad por encima de la fractura si no hay desplazamientos encontradizos, se origina una elevación anticlinal bien prominente, a veces complicada por un plegamiento diminuto en su parte abovedada. Este hecho se explica con que aquí surge la zona de poca presión o de salto de presión, a donde afluye (se inyecta) el material plástico. Aquí ya pasamos a una de las variedades de los pliegues de recubrimiento, a los pliegues de impulso (véase más abajo), que complican el anticlinal primario yacente sobre la falla.

Con frecuencia la falla principal, al acercarse a la superficie, se desintegra en dos; entre estas dos se aísla a manera de cuña un bloque que se exprime hacia arriba apretado por la corteza. La elevación que se forma sobre este bloque es doble, con cresta por encima de cada una de las fallas y con depresión sinclinal entre ellas. Con esto, las crestas están inclinadas en direcciones contrarias con respecto al eje de la depresión mediana, lo que comunica a toda la estructura una

forma en abanico. Un ejemplo típico de dicho tipo de elevación es la zona anticlinal Tenguinsko-Beshbarmákskaia en el Cáucaso Sudeste (fig. 162). Las zonas anticlinales dobles de semejante constitución tienen amplia difusión en la naturaleza.

Indicios comunes de los pliegues situados sobre fallas son la rectilineidad de su rumbo y una longitud considerable, a veces mayor

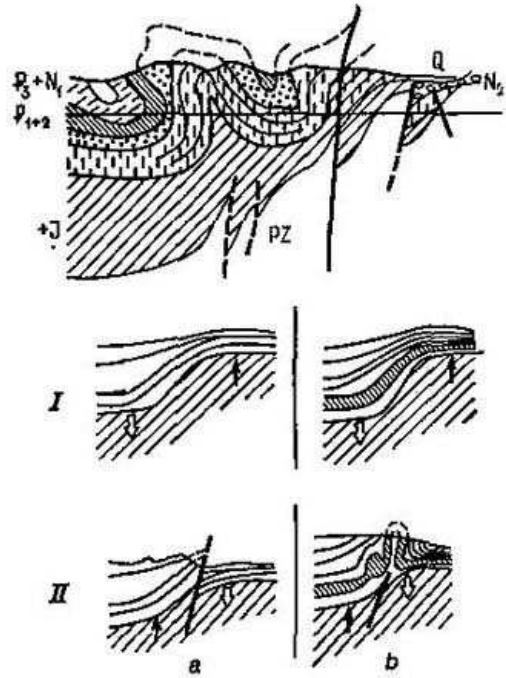


Fig. 161. Esquema de surgimiento de las fallas inversas (a) y de los pliegues de cicatriz (b) a consecuencia del cambio de signo del movimiento relativo de los bloques (según M. V. Gzovski)

I—primer estadio; II—segundo estadio; por arriba, un ejemplo de la región Garmski del Tian-Shan

de 100 km, siendo a la vez su ancho muy pocos kilómetros. Su plano axial, por lo común, es vertical. Además, estos pliegues se distinguen por tener gran altura y alas abruptas, merced a lo que se dibujan bruscamente en el fondo del plegamiento suave de los espacios circundantes. Es significativa en este aspecto, por ejemplo, la zona anticlinal Nevinnomísskaia (de Stávropol del Sur) en la precordillera del Cáucaso. Al norte y al sur de ésta predomina el plegamiento platafórmico típico con elevaciones planas de contornos irregulares y con depresiones entre ellas aún menos patentizadas. Dentro de los límites de la misma zona anticlinal la altura de los pliegues alcanza 300 m y la inclinación de las alas, 60°.

Por su génesis inicial los anticlinales situados sobre fallas son pliegues de inflexión transversal (el apretamiento es perpendicular respecto a las capas). De ordinario se caracterizan por un desarrollo duradero: inicialmente consedimentacional, cuando los pliegues crecen en el fondo del hundimiento general disminuyéndose las potencias y haciéndose más gruesas las facies, y después postsedimentacional, cuando la bóveda sobresale por encima del nivel del mar. En las

cuencas geosinclinales los pliegues que se desarrollan sobre fallas aparecen en calidad de cordilleras; era una cordillera típica la ya mencionada zona anticlinal Tenguinsko-Beshbarmákskaia, que se

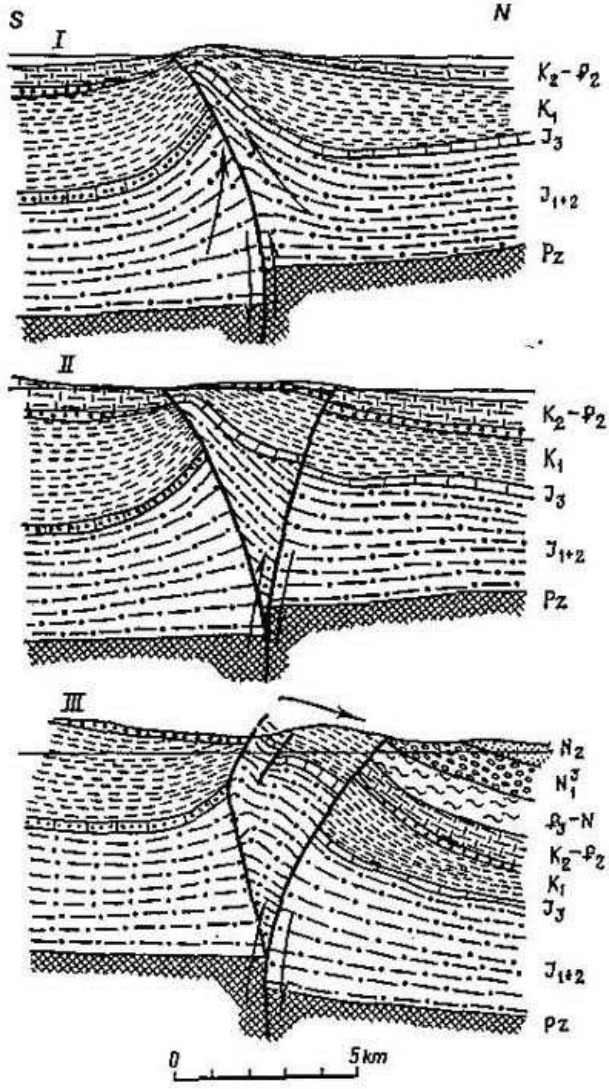


Fig. 162. Esquema de formación del anticlinal Tenguinsko-Beshbarmakskaia situado sobre una falla, en el Cáucaso Sudoriental (según A. M. Shuriguin)
I—cretáceo tardío; II—paleógeno; III—etapa contemporánea

alzaba en forma de una guirnalda angosta de islas peñascosas durante el jurásico tardío, el cretáceo y el paleógeno.

Originariamente las elevaciones yacentes sobre fracturas son anticlinales con bóveda adelgazada, pero ulteriormente, debido a

la inyección del material plástico, pueden transformarse en pliegues semejantes (de la segunda especie, según G. D. Azhguiréi). A la par con los anticlinales yacentes sobre fracturas, son un fenómeno difundido los *sinclinales yacentes sobre fracturas*, o *de sobrefractura*, que se forman a consecuencia de la tracción en la zona de falla, sobre el fondo del alzamiento general del territorio a ambos lados del mismo (véase el capítulo X).

3. **Pliegues adyacentes a fracturas.** Como hemos señalado, estos pliegues no surgen por encima de una falla, sino en la ladera acostada de la misma, mientras que la propia fractura no es vertical (falla), sino inclinada en dirección del ala levantada (caballón-corrimiento). Los pliegues se originan debido al apretamiento por parte de la fractura, siendo de esta forma pliegues *de inflexión longitudinal* (la compresión está en dirección paralela a la superposición de los estratos). Ellos alcanzan el desnivel máximo cerca de la fractura y gradualmente se extinguen a medida de que se alejan de ésta. El ancho de la faja de pliegues cercanos a la fractura depende evidentemente de dos factores: la intensidad del apretamiento, vinculada a su vez con la inclinación de la ruptura y la facultad de las capas para transmitir la presión desde esta última, denominada *competencia* (Bailey Willis). Los más de los casos este ancho alcanza, presumiblemente, unos pocos kilómetros o algunas decenas a lo sumo.

Los pliegues adyacentes a fracturas se distinguen por tener una *linealidad* patentizada obstensiblemente y *vergencia*, es decir, la inclinación de los planos axiales hacia un lado, esto es, hacia la fractura. Si una masa sedimentaria de este tipo afectada por formación de pliegues es de plasticidad homogénea y, sobre todo, además está separada del fundamento por un paquete de plasticidad elevada, los pliegues que se forman en tal caso se refieren por su morfología a los concéntricos. En caso de heterogeneidad litológica los pliegues adyacentes a fracturas son semejantes. Singularmente típica es la estructura isoclinal o isoclinal-escamosa (véase más abajo). Es frecuente que en la zona cercana a rupturas los pliegues se hallen complicados por el clivaje de flujo.

Por la historia de su formación los pliegues cercanos a fracturas (adyacentes a corrimientos) de ordinario son estructuras postsedimentacionales. Se forman con bastante rapidez, en las fases de actividad tectónica regional máxima.

De forma muy característica está patentizado el plegamiento de este tipo en la denominada zona de los valles y Montes Bajos de los Appalaches, delimitada en el sudeste por una falla profunda que la separa del anticlinorio de la cordillera Celeste, en el que afloran las rocas del precámbrico. Esta zona es una faja de pliegues de corrimiento isoclinales-escamosos; a lo largo de las superficies de las rupturas salen constantemente masas arcillosas del cámbrico inferior y medio, por las cuales, por lo visto, transcurrió el corte y el deslizamiento de toda la masa suprayacente hacia el noroeste bajo el influjo del impulso dado por la fractura que delimita el anticlinorio de la cordillera Celeste. El desplazamiento de los estratos alcanza el máximo desnivel en el manto tectónico de Kemberland.

Otro subtipo de los pliegues cercanos a fractura son los pliegues vinculados con las fallas laterales profundas, *pliegues cercanos a desplazamientos.* Estos pliegues se disponen de modo escalonado y forman con la falla lateral «originaria» un ángulo agudo, cuya magnitud oscila entre 5 y 30°, siendo en promedio de 15°. De ejemplo de pliegues similares pueden servir los pliegues de California confinados al ala noroeste de la fractura de San Andreas (fig. 163). Son braquianticlinales alargados de constitución concéntrica separados por sinclinales, más extensos y aplanados. Por el tiempo de su formación estos pliegues son mayormente postsedimentacionales.

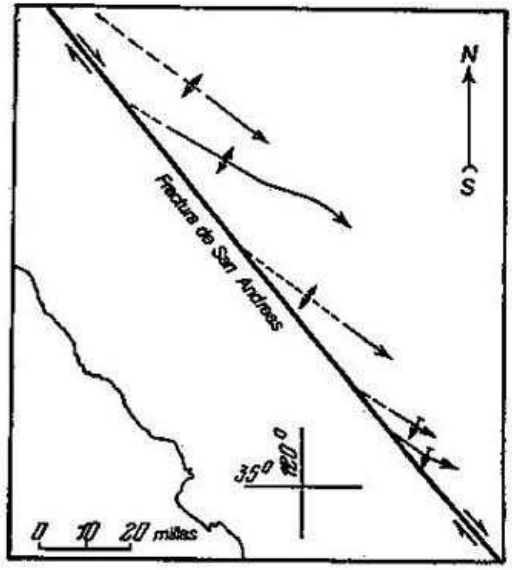


Fig. 163. Pliegues cercanas a las fallas laterales de San Andreas, California (según J. Moody y M. Hill)

Un origen análogo supone O. A. Rizhkov para algunos pliegues de Ferganá y del distrito de Bujará-Jivá.

4. **Pliegues de apretadura (entre fracturas).** Es de creer que uno de los tipos más difundidos de los pliegues primarios sean los pliegues de apretadura[1]), que se forman en las unidades de la corteza terrestre hundidas o repetidamente solevantadas reduciéndose el diámetro de estas unidades al pasar por la cuerda. En 1946 V. A. Magnitski prestó atención a que, al formarse las depresiones de la corteza terrestre, la sección transversal de éstas debe disminuir, puesto que la superficie inicial, coincidente con la superficie de la Tierra no es horizontal, como se dibuja en los perfiles geológicos, sino convexa. A medida del descenso del fondo del pandeo hasta la cuerda que une sus bordes opuestos (fig. 164), la superficie de las capas que llenan el pandeo se debe reducir, lo que puede causar la formación de pliegues; lo último se ha ilustrado en el ejemplo de la sineclisa Moscovita.

Algo más tarde V. A. Magnitski, junto con Yu. A. Kosiguin, ampliaron esta idea, mostrando que, al proseguir el encorvamiento bajo el nivel de la cuerda, la apretadura se sustituye por el estiramiento, que se puede compensar al abrirse las grietas y llenarse las mismas del magma, mientras que, al convertirse la

[1]) Esta profundidad resultó después mucho mayor (según los resultados obtenidos por el sismosondeo profundo). Otros términos propuestos para los pliegues de dicho tipo son :«pliegues de inversión» (Jain, 1954), «pliegues de alabeo» (Bronguléiev, 1956), «pliegues de apretadura regional» (Mijáilov, 1958).

depresión en elevación (durante la inversión, V. J.), es decir, al ascender hasta la cuerda, de nuevo tienen lugar la compresión y la formación de pliegues; sobre el nivel de la cuerda ellas de nuevo se deben sustituir por la tracción; Yu. A. Kosiguin y V. A. Magnitski han aplicado esta hipótesis para explicar la formación del plegamiento de la cuenca del Donetz, obteniendo cifras que con suficiente precisión coinciden con los datos recogidos. El ancho de la depresión del Donetz es de 150 km, la profundidad del hundimiento inicial es de 10 km, la magnitud del ascenso posterior a la inversión es de 6 km, la del hundimiento residual (la posición contemporánea del fundamento) es de 4 km, la profundidad máxima hasta la cuerda fue determinada de 450 m. En estas condiciones la disminución

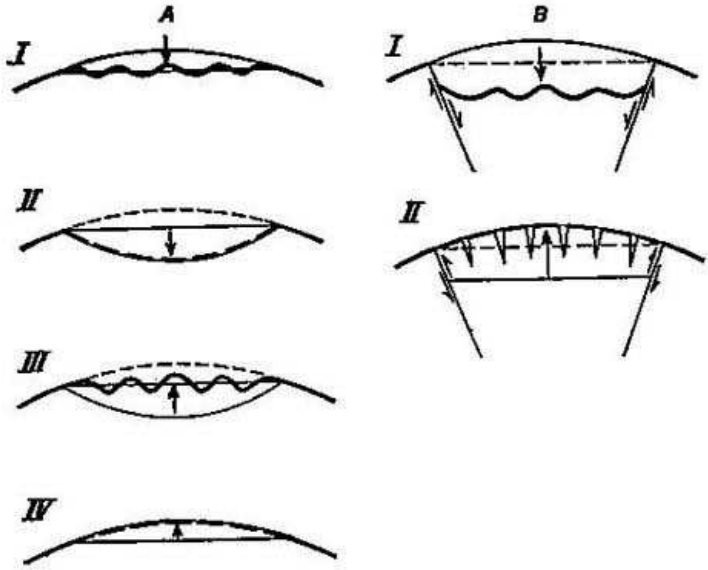


Fig. 164. Esquema de formación de los pliegues y fracturas en relación con la reducción y el aumento subsiguiente del área de las capas durante el desarrollo de las depresiones y su inversión

A—durante un alabeamiento suave: I—hundimiento hasta la cuerda; II—hundimiento bajo la cuerda; III—alzamiento hasta la cuerda; IV—alzamiento por encima de la cuerda; B— conmovimientos a lo largo de las fracturas: I—hundimiento hasta la cuerda y más abajo; I—alzamiento hasta la cuerda y más alto

máxima de las capas debiera ser de 12 km (esta cifra es obtenida como diferencia entre las disminuciones máximas para las profundidades de 10 y de 4 km, lo que coincide aproximadamente con la magnitud de contracción de 10,7 km, calculada por P. I. Stepánov).

Ulteriormente a este esquema de formación de los pliegues se dirigieron también algunos otros tectonistas soviéticos (A. T. Aslanián, V. V. Bronguléiev y otros); más tarde enunció una opinión análoga el investigador norteamericano C. F. Dellmas. Entretanto V. V. Beloúsov no atribuye importancia esencial a este mecanismo de formación de los pliegues, considerando que en las plataformas no pudo éste en general desempeñar papel, puesto que aquí el plegamiento es suscitado enteramente por los desplazamientos verticales del fundamento, los cuales, según su parecer, no están vinculados con la compresión horizontal. En lo que atañe a las regiones geosinclinales, Beloúsov admite la posibilidad de «cierto arrugamiento en pliegues de las capas» al «volver al revés» la depresión, pero supone que este mecanismo puede desempeñar en el proceso general de formación de los pliegues un papel exclusivamente subordinado en vista de que el ancho de las

depresiones de ordinario es mucho mayor que la profundidad, mientras para que se forma de este modo un plegamiento de suficiente intensidad estas dimensiones deben ser aproximadamente iguales.

En efecto, el acortamiento de la superficie de los estratos que pasan la cuerda de la depresión no es suficiente para que sea la causa de una constitución plicativa complicada de las zonas geosinclinales.

El mecanismo dado es más usual para explicar las deformaciones del llenado sedimentario de los aulacogenos y geosinclinales interiores del cratón. El establecimiento del hecho de que la corteza terrestre está constituida de bloques, nos obliga a considerar el desarrollo de las depresiones de un modo diferente a como lo hicieron inicialmente V. A. Magnitski y Yu. A. Kosiguin. De hecho se debiera tratar de la compresión, apretamiento de las unidades corticales descendientes respecto a los bloques contiguos. Es por esto por lo que los pliegues originados por dicho apretamiento se pueden denominar *pliegues entre fracturas.* Es obvio que semejante aprieto se puede manifestar al descender no sólo hasta el nivel de la cuerda, sino también bajo este nivel. Además, se puede tratar de una compresión general de toda la plataforma (R. N. Valiéev, P. N. Kropotkin).

Por su morfología los pliegues que se forman durante el descenso del fondo de las depresiones o durante la inversión de las mismas, son los pliegues de encorvamiento longitudinal concéntricos (en el estadio inicial de su desarrollo y con el predominio de las rocas competentes) o semejantes (en los estadios tardíos y con un desarrollo insignificante de las rocas no competentes), los cuales se pueden convertir en pliegues de corte debido a la compactación y homogeneidad de las rocas en arrugamiento. Lo típico es la alternación regular y rítmica y el desarrollo uniforme de los anticlinales, su constitución general simétrica. Los pliegues de apretadura comienzan a desarrollarse en el período de hundimiento al mismo tiempo que la acumulación de los sedimentos y crecen en este caso con lentitud durante un período largo hasta que alcanzan el nivel de la cuerda, cuando el apretamiento es reemplazado por el estiramiento. El ascenso opuesto hasta el nivel de la cuerda, que sigue tras la inversión, da origen a un nuevo estímulo para que crezcan estos pliegues, los que a partir de ese momento se van a desarrollar de forma postsedimentacionaria (pliegues de inversión).

5. **Pliegues de compresión general.** Es el tipo más importante de todos los plegamientos, que, sin embargo, tiene el origen menos conocido. A este tipo pertenece la mayor parte de los plegamientos lineales, específicos de las zonas axiales de los geosinclinales, excepto los pliegues de resbalamiento gravitacional. Por otra parte, cuesta trabajo evidenciar los caracteres morfológicos distintivos de los pliegues gravitacionales y de los de compresión; por lo visto, para los pliegues de compresión son típicos una mayor compresión, crestas más agudas, una manifestación del clivaje (no necesariamente), un grado menor del volcamiento y la falta de anticlinales invertidos.

A los pliegues de compresión general V. V. Beloúsov los denomina pliegues de arrugamiento general, pero él tampoco duda de que la formación de éstos esté vinculada con el encorvamiento longitudinal, con las fuerzas tangenciales que accionan transversalmente con respecto al rumbo general del sistema plegado geosinclinal (los pliegues de dicho tipo también se pueden observar en la periferia de los geosinclinales; un ejemplo clásico son las montañas Jura).

La formación de un plegamiento geosinclinal en las condiciones de una compresión general perpendicular a la zona plegada, se confirma por varios indicios independientes: 1) por la morfología de pliegues aislados y por el comportamiento de las capas que los constituyen (la falta de cambios de potencia, etc.), lo que fue establecido, en particular, en Verjoyansk por L. P. Zonenshain y confirmado por I. M. Sbórschikov; 2) por un dibujo específico de los desplazamientos, evidenciado en el Kopet-Dag por L. M. Rastsvetáev (véase la fig. 194) y A. Guber, así como en los Cárpatos Soviéticos por Bieer; 3) por la determinación de las características dinámicas de los focos sísmicos en las construcciones montañosas alpinas (L. M. Balákina, A. V. Vvedénskaia y otros).

Así pues, el problema fundamental de la génesis de los pliegues de compresión se reduce a la localización de la fuente de las fuerzas que provocan la compresión general de las depresiones geosinclinales. Esta fuente se puede encontrar ya en el propio geosinclinal, ya fuera del mismo. El segundo camino fue escogido por los partidarios de la hipótesis de la contracción (Eduard Suess, Albert Heim y otros), quienes propusieron una explicación de la génesis del plegamiento geosinclinal que se afirmó en la literatura por mucho tiempo. De acuerdo con la concepción de la contracción, el plegamiento se forma debido a la reducción del área de las depresiones geosinclinales al acercarse los bloques platafórmicos que las delimitan. Esta idea, a partir de la obra de O. Ampferer del año 1906, tropezó con una serie de objeciones, dos de las cuales, más importantes, son formuladas por V. V. Beloúsov:

1) conforme a dicha concepción sería natural esperar que los pliegues surjan originariamente más cerca de la plataforma y después se propaguen hacia adentro del geosinclinal; en realidad los pliegues se engendran en las zonas interiores de los sistemas geosinclinales y de aquí migran a su periferia;

2) con la idea del «aplastamiento» de los sistemas geosinclinales entre dos plataformas o entre una plataforma y un macizo mediano, están en contradicción: la forma bruscamente encorvada (a veces, arqueada) de las zonas plegadas (por ejemplo, la zona alpina de Europa); la existencia de extremos cegados (por ejemplo, los Pirineos) de zonas plegadas interiores del cratón y, en general, el rodeo, por todos los lados, de zonas de plegamiento lineal (total) por zonas de plegamiento intermedio.

No obstante, debemos señalar que a la luz de los datos contemporáneos estos argumentos que niegan la existencia de fuentes exteriores de

esfuerzos provocadores de una compresión general de los sistemas geosinclinales, no se pueden considerar irrefutables. Como actualmente se ha demostrado que el fundamento de las plataformas se prolonga en estado prácticamente inalterable por debajo de los miogeosinclinales y alcanza el borde de las zonas eugeosinclinales, el confinamiento del plegamiento más antiguo a estas últimas se hace comprensible. Engendrado en los eugeosinclinales, el plegamiento se puede propagar de aquí a los miogeosinclinales y las combaduras frontales bajo el impulso por parte de los eugeosinclinales, cuyos depósitos con frecuencia en realidad se encasquetan sobre los complejos miogeosinclinales. La forma encorvada de las zonas plegadas no requiere del todo que se dirijan en perpendicular por doquier con respecto a ellas los esfuerzos apretadores; estos últimos se pueden descomponer y será suficiente una componente dirigida normalmente hacia las depresiones. Además, no debemos considerar las plataformas como absolutamente rígidas, tampoco lo son los macizos medianos; a veces ellos son cortados por fracturas, las que pueden ser desplazamientos y de este modo facilitar el traslado de unos bloques de la corteza platafórmica con respecto a otros. Semejantes fallas laterales fueron descubiertas por los geofísicos de Kiev dentro de los límites del escudo Ucraniano en sus partes colindantes con los Cárpatos y el mar Negro. Estos mismos científicos han establecido que la costura marginal de la plataforma Europea no está inclinada aquí hacia el lado de los sistemas de plegamiento geosinclinales que la franjean, sino que, por el contrario, en dirección hacia la propia plataforma, lo que puede indicar una traslación de la plataforma por debajo del geosinclinal. Por último, la sustitución del plegamiento lineal longitudinal y transversalmente por un plegamiento intermedio se puede explicar por el hecho de que han disminuido la profundidad de la depresión y el espesor de la corteza y (o) de que ha aumentado su plasticidad.

A su tiempo, precisamente en la obra sobre los Cárpatos, H. Stille enunció el supuesto de que los pliegues y charriages de esta región habían surgido debido a un traslado de la plataforma por debajo del geosinclinal de los Cárpatos. Antes de esto, O. Ampferer y E. Kraus, para contrapesar la concepción contraccionista de «mordazas», propusieron el concepto de la «absorción» («Verschlukung») del llenado sedimentario del geosinclinal, originada por el desplazamiento opuesto de los marcos delimitantes, que a su vez se debe a las ramificaciones descendientes de los flujos de convección subcorticales. Uno de los argumentos a favor de esta última concepción fue aquella circunstancia que en la zona axial de los Alpes y otras estructuras análogas las regiones de las supuestas raíces de los charriages están fuertemente reducidas y de ordinario representadas por una cicatriz axial («Narbe»); esto puede ser testimonio del «arrastre» de las capas hacia el interior del geosinclinal.

Actualmente un mecanismo parecido de formación del plegamiento geosinclinal es admitido por los neomovilistas, partidarios

de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico. Como se verá en el cap. XIV, ellos examinan los geosinclinales como análogos de los océanos contemporáneos y consideran que en la periferia de los océanos se produce un hundimiento, que la corteza oceánica se traslada por debajo de la continental y que así aquélla provoca una compresión tangencial.

Opiniones completamente opuestas acerca de la génesis de la compresión general son enunciadas por investigadores que reconocen la primacía de los movimientos verticales y por eso buscan la fuente de tensiones apretadoras dentro del mismo geosinclinal. En esencia, este sistema de opiniones surgió ya en el período de desarrollo de la geología antecedente al de contracción y le sirvieron de fuente las ideas de B. Studer, que datan de los años veinte del siglo XIX. Según Studer, la causa de la formación de las estructuras plegadas que la penetración de las masas magmáticas por el eje de aquéllas, abriéndose de modo correspondiente y arrugándose en pliegues las capas encajantes. En nuestros días no podemos hablar en serio de una acción de apartamiento considerable de los batolitos graníticos, incluso grandes; por ejemplo, los batolitos más grandes de los Andes no han causado prácticamente ningunas deformaciones de plegamiento notables en su periferia. Además, la magnitud de la reducción del espacio ocupado inicialmente por las capas, es decir, la magnitud de su compresión resulta, por ejemplo en las Cordilleras Canadienses y sobre todo en Verjoyansk, mucho mayor que el espacio ocupado por intrusiones graníticas, incluso si consideramos vinculada su penetración al apartamiento de las capas parietales. Finalmente, en muchos sistemas plegados, en particular, en los Alpes y en el Cáucaso Mayor, las intrusiones más o menos coetáneas con el plegamiento magistral, ocupan áreas insignificantes mientras que en algunas otras regiones (el Kopet-Dag) no existen en absoluto. Por eso no podemos explicar la formación de los pliegues de compresión general por la penetración de las masas intrustivas en la parte axial de las estructuras plegadas; esta penetración puede ir acompañada sólo de pequeñas complicaciones estructurales.

Merece mucho mayor atención la hipótesis que vincula el plegamiento de compresión general con el metamorfismo regional de las masas geosinclinales, y que fuera adelantada en forma general por los investigadores franceses R. Perrén y M. Rubean en los años treinta. Más tarde en la URSS A. A. Sorski propuso una concepción parecida, pero más argumentada, que recibió el nombre de *diapirismo profundo* y fue sostenida y desarrollada por V. V. Beloúsov. La idea fundamental de la concepción radica en que en el proceso de granitización y metamorfismo regional, los depósitos geosinclinales en las partes axiales de las depresiones aumentan su volumen y, debido al espacio restringido a la profundidad, se arrugan en pliegues en dirección de la resistencia mínima, o sea, hacia arriba, apartando y deformando las rocas periféricas del geosinclinal y de la estructura plegada que va formándose.

Como se señalará a continuación, el metamorfismo regional, al alcanzar la facies anfibolítica, realmente va acompañado de la formación de pliegues específicos originados por metamorfismo y de los denominados domos gnéisicos, siendo apretados y arrugados los espacios entre domos. Por lo tanto no es fortuito que dichas ideas sobre la génesis del plegamiento de compresión general sean compartidas por investigadores de los Appalaches (J. Dennis y otros), cuya zona interior (la zona Pidmont de los Appalaches Australes y su prolongación en los Septentrionales) está constituida por entero de estructuras del tipo semejante. En lo que concierne al plegamiento y a los corrimientos de la zona exterior, se explican por la acción separadora de la zona interior, sometida al metamorfismo (pero ¡este metamorfismo de una manera general es más antiguo que el plegamiento de la zona exterior!), ya sea por el resbalamiento gravitacional a lo largo de la misma zona, que está en alza (caben dudas sobre el hecho de difusión, dentro de sus límites, de sedimentos análogos a los de la zona exterior). No obstante, en muchas estructuras plegadas, por lo menos, en su sección erosional contemporánea, o bien no hay salientes de la totalidad metamórfica-mezozonal, o bien esta totalidad es mucho más antigua que el plegamiento principal de las alas de la estructura (el llamado complejo de basamento), lo que se puede observar en el ejemplo de los Appalaches Septentrionales o del Cáucaso Central (el núcleo es herciniano y las alas son alpinas). Entretanto, el metamorfismo de los escalones más inferiores que la facies anfibolítica no va acompañado de la pérdida de compactación, sino que, por el contrario, va acompañado de rocas más compactadas. Por eso debemos llegar a la conclusión de que el propio metamorfismo regional y la granitización pueden aclarar sólo la génesis de las zonas interiores de las estructuras plegadas geosinclinales dentro de los límites de la región donde se manifiesta el máximo metamorfismo, y nada más.

Sin embargo, existe una posibilidad de formación del plegamiento a expensas de los recursos energéticos internos de las propias masas sedimentarias y de la granitización ya en el período precedente al metamorfismo regional, en el proceso de diagénesis tardía y catagénesis de las masas sedimentarias, en la constitución de las cuales desempeñan gran papel las rocas arcillosas. Estas últimas, yacentes en las partes inferiores de la sección, experimentan una compactación considerable, evacuándose las aguas de porosidad y aumentando al mismo tiempo las temperaturas y presiones en el seno de los estratos. Como resultado aparecen grandes valores anómalos del gradiente geotérmico y altas presiones anómalas interiores de los estratos, lo que fue evidenciado en muchas cuencas gaso y petrolíferas, sobre todo, de la categoría de las combaduras de avanzada y entre montañas, en particular, por V. I. Bratash en la depresión entre montañas Afgano-Tadzhik. Es verosímil que el surgimiento de las presiones que superan las geostáticas y tienen una directividad inversa, pueda contribuir al desarrollo del plegamiento a manera de lo que ocurre

durante el reomorfismo (véase más abajo el reparto acerca del plegamiento originado por metamorfismo). Este proceso también puede proseguir durante el metamorfismo inicial. Ultimamente a una opinión próxima han llegado V. V. Beloúsov (en la nueva variante de la hipótesis del «diapirismo profundo») y S. A. Zajárov.

Empero, consideramos que el plegamiento de tipo semejante, que se puede denominar catagénico y cuyo mecanismo por el momento es hipotético (se requieren datos experimentales confirmatorios), no abarca todas las manifestaciones, aunque principales, del plegamiento geosinclinal, sobre todo, su tipo isoclinal o escamoso-isoclinal, complicado por clivaje. Este último, al igual que los charriages, se forma en el ambiente de un intenso apretamiento tangencial orientado, cuya fuente debemos buscarla fuera de los propios sistemas geosinclinales. No es obligatorio que esta fuente sea una compresión total de la corteza terrestre, lo que admitía la hipótesis de la contracción; una compresión local de las combaduras geosinclinales se puede compensar por el estiramiento, por una formación patentizada de los rifts dentro de los límites de los macizos medianos, de los orógenos epigeosinclinales, epiplatafórmicos y oceánicos (véase el cap. XIV).

D. Pliegues profundos

Hasta aquí tratamos, en lo fundamental, del plegamiento que se forma dentro de los límites de la capa sedimentaria de la corteza terrestre, o sea, de la denominada *supraestructura*, según E. Wegmann. Ahora tenemos que dirigirnos a la estructura plegada de la capa granito-metamórfica de la corteza, o sea, a la *infraestructura*, según la terminología del mismo investigador suizo. Los pliegues de esta región de la corteza terrestre surgen ya sea en el proceso de metamorfismo regional profundo, de ultrametamorfismo y de granitización de las masas sedimentarias, o bien en el proceso de un brusco aumento repetido de la plasticidad (respectivamente, de disminución de la viscosidad) de las totalidades granito-metamórficas ya existentes, o sea, en el proceso de *reomorfismo* (*removilización*).

1. **Pliegues originados por metamorfismo.** Los elementos más característicos de la infraestructura son los *terraplenes* y *domos gnéisicos*. Los domos gnéisicos (de granito y gneis) tienen diámetro de hasta varias decenas de kilómetros, se distinguen por tener contornos más o menos regulares y redondeados en el plano, así como también por una sustitución consecutiva de los granitos, que descansan en su núcleo, por granitos gnéisicos, migmatitas y esquistos cristalinos de metamorfismo cada vez más inferior hacia la periferia. En el techo del domo los esquistos cristalinos yacen de ordinario en pendiente muy suave, a veces casi horizontalmente; cerca de las alas de inclinación de los pliegues crece llegando a ser vertical. Los sinclinales intermedios entre los domos suelen ser mucho más angostos, en forma de quilla; a veces son complicados por un pequeño plegamiento

suplementario, inclinado y que parece haberse corrido sobre las bóvedas de los domos, contorneados por los ejes de los pliegues.

A veces se considera que los domos granito-gnéisicos son típicos sólo para el precámbrico, sobre todo antiguo. Realmente, son descriptos para los escudos Báltico, Canadiense, de Rohdesia y Guayana (fig. 165). Sin embargo, estructuras análogas son de amplia difusión en el caledoniano (la península Escandinava, la Groenlandia Oriental), en el herciniano (por ejemplo, en los Urales en el

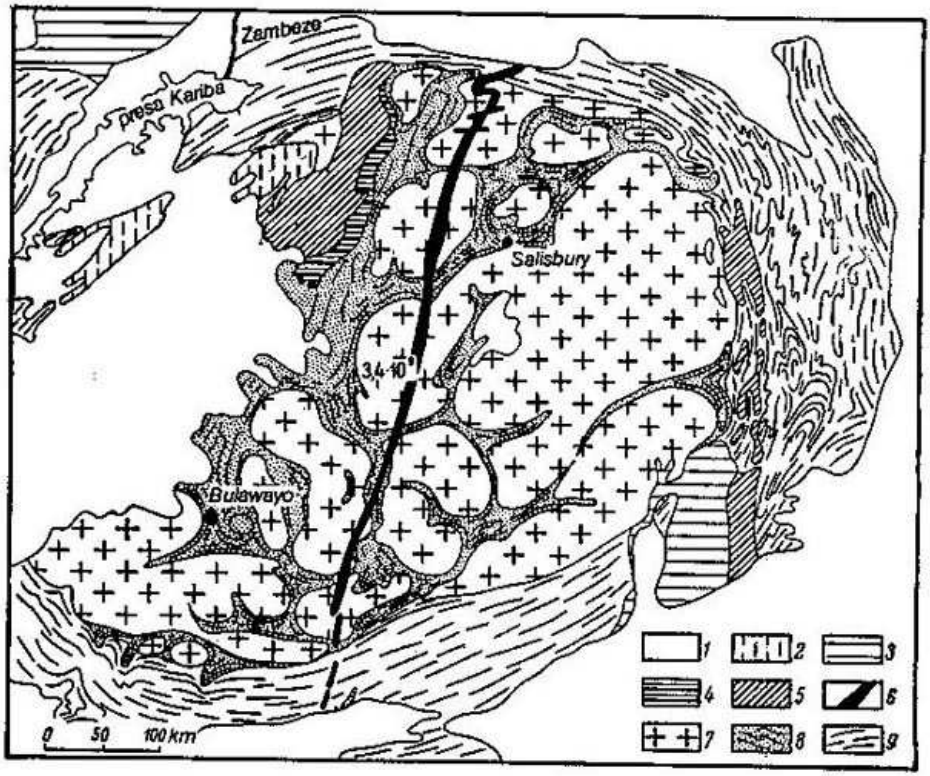


Fig. 165. Esquema de constitución del óvalo gnéisico plegado y de los domos gnéisicos bordeados de Rhodesia del Sur (según L. I. Salop)

1—paleozoico superior y depósitos más jóvenes; *2*—complejo venda; *3*—proterozoico superior; *4*—proterozoico medio, la parte superior; *5*—proterozoico medio, la parte inferior; *6*—proterozoico inferior, gabroides e hiperbasitas («Gran dique»); *7*—granitos gnéisicos y gneises arcaicos, regenerados parcialmente (reomorfizados) a fines del proterozoico inicial; *8*—proterozoico inferior, series sedimentarias volcanógenas; *9*—arcaico, complejo de gneis granulítico

anticlinorio del Ural-Tobol, según S. V. Chesnokov, y el Mugodzari, según A. L. Milovski; en la Europa Occidental en las zonas de Sajonia y Turingia y del Moldanubio; en el núcleo paleozoico del Cáucaso; en la zona de Pitmont en los Appalaches), en el kimmeridgense (las Cordilleras Canadienses, la faja de Mongolia-Ojotsk) e incluso en el alpino (la zona Pennina de los Alpes, los Himalayos). La gran difusión de los domos granito-gnéisicos en el precámbrico está vinculada, por un lado, con la gran profundidad de erosión, y, por otro, con el hecho de la cercanía inmediata a la superficie de la zona de metamorfismo profundo, debido al gradiente geotérmico, elevado en el tiempo precámbrico.

L. I. Salop destaca las siguientes variedades de domos gnéisicos: granito-gnéisicos, gnéisicos propiamente dichos, granulito-gnéisicos y gnéisicos con orladura. Especialmente remarcables son los domos gnéisicos *orlados* («mantled gneiss domes»), descriptos por primera vez por el geólogo finés P. Eskola (1949), del litoral noroeste del Ladoga. Su núcleo gnéisico pertenece al complejo del basamento de la zona geosinclinal dada o incluso al fundamento de la plataforma, y la envoltura, débilmente metamorfizada, a los depósitos del complejo geosinclinal principal de toda la zona dada o, en algunas ocasiones (el domo de Vredefort y otros del Africa Austral), a la cobertura sedimentaria de la plataforma. De esta forma, el núcleo está separado de la envoltura por una discordancia regional y un intervalo, subrayados frecuentemente por conglomerados basales o areniscas (cuarcitas). Originariamente esta superficie ocupaba una posición horizontal, pero bajo el influjo de la temperatura elevada ya sea debido a un gran hundimiento del basamento geosinclinal, o bien al acrecentamiento del flujo calorífico durante la activación tectónica (lo último, con más frecuencia), el fundamento gnéisico se somete a la removilización, es decir, de nuevo se hace de alta plasticidad y (o) toma parte en el plegamiento, o se hincha por sí mismo, dando origen a los domos. En tal caso una parte del material del fundamento en el núcleo del domo se puede fundir y penetrar en forma de intrusión granítica en la envoltura. Entretanto granitos muy parecidos, pero datados del tiempo de un ciclo tectónico más antiguo pueden quedar en forma de canto rodado en los conglomerados basálticos de la envoltura (fig. 166).

En cuanto a otras variedades de domos gnéisicos, ellas son constituidas por una sola serie de depósitos geosinclinales, a mayores profundidades, de facies anfibolítica e incluso granulítica, metamórfica y granitizada en su parte inferior, que constituye el núcleo del domo, y débilmente metamorfizada en la parte superior, que compone su envoltura. Las zonas de isometamorfismo con frecuencia se sustituyen una a otra a distancias muy cortas. En el complejo metamórfico de Ominek, en el sur de las Cordilleras Canadienses, el paso del escalón de clorita a través del de cianita hacia el de silimanita se efectúa a una distancia menor de 1 km, lo que testimonia que el gradiente geotérmico es muy brusco. La formación de los domos está vinculada estrechamente al proceso de formación de los granitos y se debe a la «emergencia» del material granito-gnéisico en las condiciones de inversión de las densidades según el principio de Rayleigh—Taylor.

Como si los domos gnéisicos fuesen formaciones transitorias entre los pliegues reflejos de la supraestructura, que surgen en lo fundamental por encima del fundamento rígido y quebradizo, y las deformaciones plásticas del propio fundamento (del complejo del basamento), difundidas en el neógeno sólo en las zonas interiores de los sistemas geosinclinales.

Los terraplenes gnéisicos son una variedad más rara de la clase

descripta de los pliegues y se encuentran en un ambiente específico de las zonas de intensos desplazamientos tangenciales, por ejemplo, en la zona caledoniana de la Groenlandia Oriental, en la zona Pennina

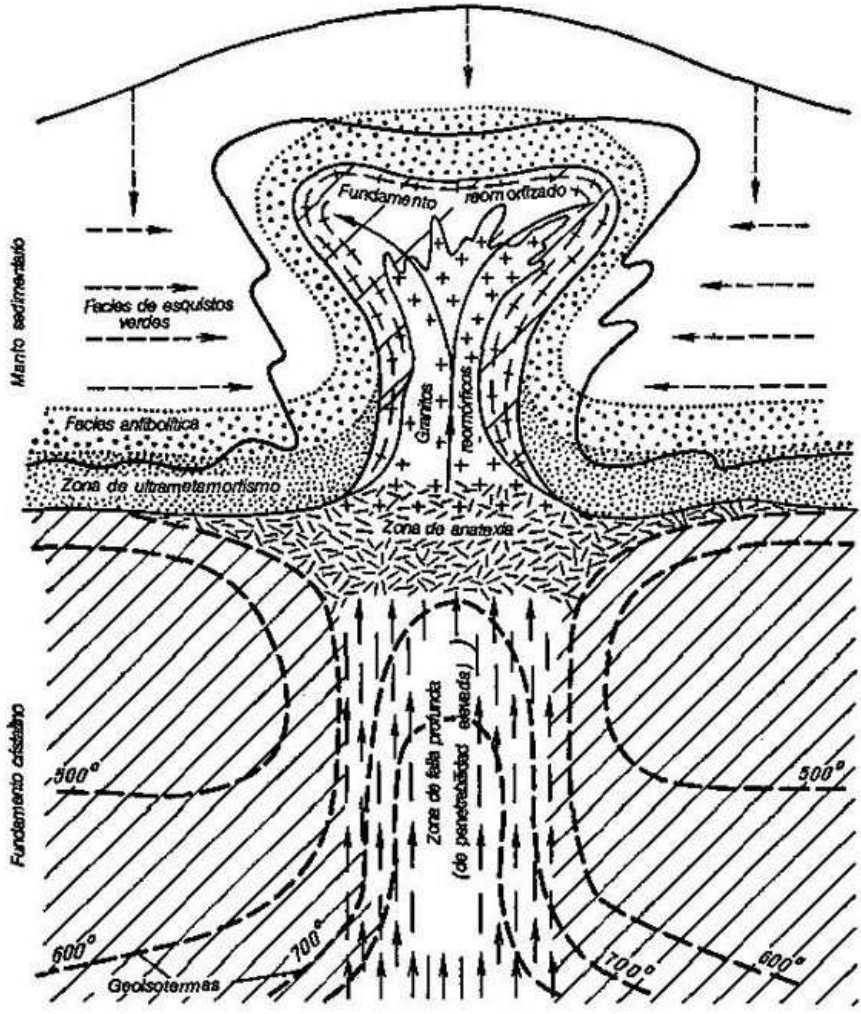


Fig. 166. Esquema de formación de un domo gnéisico franjeando (según L. I. Salop)

de los Alpes. A veces pasan a ser gigantescos pliegues fungiformes o acostados con envergadura de unas decenas de kilómetros y luego se hacen *mantos del basamento* (véase el cap. XII). Algunos investigadores relacionan la orientación lineal de los terraplenes gnéisicos con su confinamiento a las fallas profundas; otros consideran que éstas surgen en el ambiente de una compresión general horizontalmente orientada, lo que es más verosímil.

Aparte de los domos gnéisicos, L. I. Salop últimamente propone destacar dentro de los límites de los escudos de las plataformas antiguas entre las formaciones arcaicas las estructuras originadas por metamorfismo mucho más grandes, denominadas *óvalos plegados gnéisicos*. El diámetro de estos óvalos puede alcanzar varias centenas (hasta 8) de kilómetros, es decir, ya no son pliegues, sino estructuras profundas, conmensurables con sistemas de plegamiento enteros: anticlinorios e incluso meganticlinorios (fig. 167). Son un agrupamiento complicado de diferentes pliegues en forma de sistemas cerrados ovales e irregulares; con esto, son muy privativos los pliegues isoclinales volcados hacia el centro de los óvalos. La formación tanto de los propios óvalos, como del plegamiento metamorfogénico menudo que los complica, se vincula al ascenso de grandes masas del material reomorfizado, de acuerdo con el esquema propuesto por S. W. Carey (fig. 168).

Por lo visto, L. I. Salop en algo exagera las diferencias entre los óvalos plegados y los domos gnéisicos; estas diferencias son más bien cuantitativas que cualitativas, no en vano los óvalos se consideran como familias de domos propiamente dichos, como se ve en la fig. 165.

El plegamiento metamorfogénico menudo, que es típico sobre todo para las regiones de desarrollo de la facies anfibolítica y la de esquistos verdes de grados superiores, se distingue por ser muy complicado y por tener desarrollados los pliegues de muchos órdenes, con un desnivel que va de varios milímetros a centenas de metros o kilómetros, y de varias generaciones, superpuestas entre sí. Los pliegues surgen en condiciones de una plasticidad extremadamente alta, de un flujo laminar total (longitudinal. a veces complicado), del material de las rocas. Con relativa facilidad son susceptibles a la deformación repetida y orientada de modo discordante con respecto a la anterior, en correspondencia con el nuevo campo de tensiones. Así, en la zona metamórfica de caledonidas de Escocia e Irlanda mediante investigaciones estructurales detalladas fue establecida la manifestación, por lo menos, de cuatro fases de deformaciones. En resumidas cuentas pueden surgir pliegues de forma convexa, de forma anticlinal, que, sin embargo, constan de un paquete entero de pliegues acostados de modo isoclinal, los que en conjunto experimentaron una flexión secundaria. A diferencia de los propios anticlinales estos pliegues han recibido el nombre de *antiformas*, a la vez que sus análogas negativas, cóncavas, se denominan *sinformas*. A un plegamiento repetido de masas ya anteriormente plegadas con intensidad contribuye aquella circunstancia que el papel de superficies divisorias entre las capas, para facilitar el resbalamiento de las rocas, lo asumen los planos axiales de los pliegues acostados y las superficies de clivaje paralelas a éstos. Los contornos relativamente suaves de las antiformas y las sinformas más tardías (fig. 169) causan a veces una impresión falsa de un descanso totalmente tranquilo de masas profundamente metamorfizadas del precámbrico antiguo (por

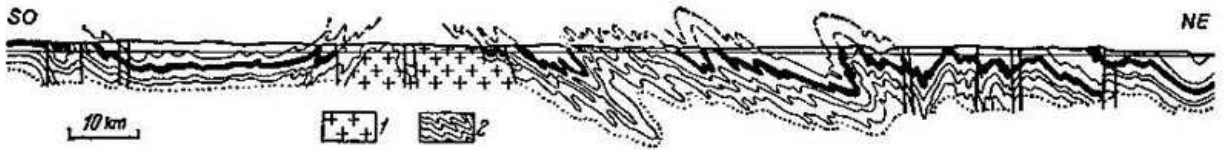


Fig. 167. Corte geológico a través del óvalo plegado del Aldán Superior y de las estructuras adyacentes (según L. I. Salop)

1—granitos alaskenses; *2*—diferentes conjuntos del complejo arcaico del Aldán (series húngara y timptónica)

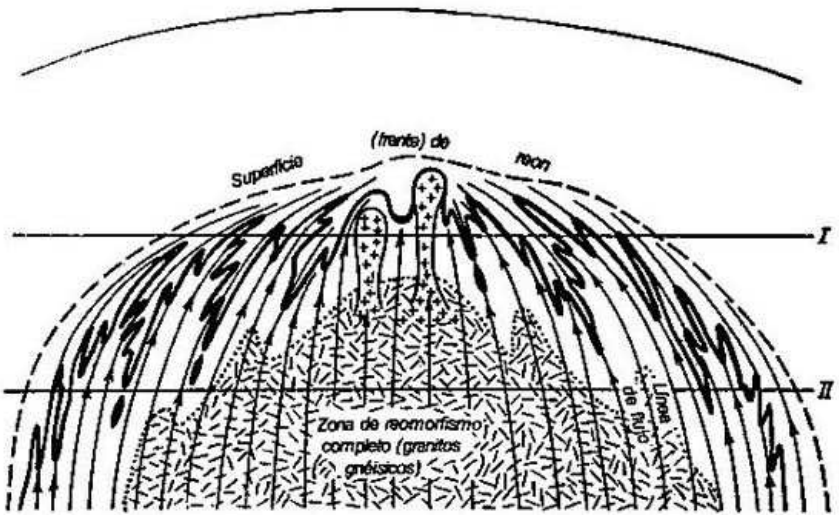


Fig. 168. Sección vertical idealizada del óvalo plegado, la cual ilustra el carácter de flujo del material (según L. I. Salop)

Las líneas horizontales muestran dos niveles del corte de denudación: I—en el escudo del Aldón, II—en el Africa del Sur. Las líneas con flechas son los chorros de corriente laminar que tienen variada velocidad; las cruces son los granitos anatécticos (alóctonos)

ejemplo, el complejo del mar Blanco en el escudo Báltico, el complejo Oljonski del país montañoso Baikálico), pero esta impresión se esfuma después de observaciones más detenidas.

La formación de pliegues de segunda generación a su vez va acompañada en ocasiones de un clivaje paralelo a las superficies axiales, lo que crea premisas para incorporar la masa metamórfica en un

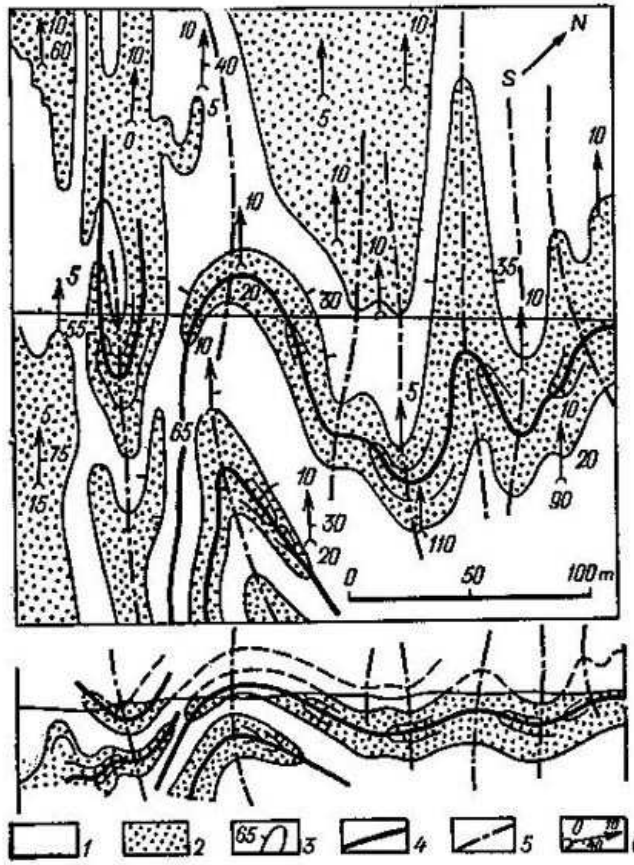


Fig. 169. Superposición de los pliegues directos sobre los pliegues isoclinales acostados en la región septentrional del mar Blanco (según B. I. Kuznetsóv)
1—gneises; *2*—anfibolitas; *3*—fronteras de diferentes rocas y sus ángulos de buzamiento; *4*—superficies axiales de los pliegues antiguos; *5*—superficies axiales de los pliegues superpuestos; *6*—dirección y ángulos de hundimiento: de las charnelas de los pliegues (cifra cerca de la punta de la flecha), de las superficies axiales (cifra cerca del trazo de montañas); la cifra cerca del extremo de la flecha indica los ángulos entre las alas

nuevo plegamiento, que tiene a veces otro plano estructural. Las investigaciones radiométricas, efectuadas, en particular, en las caledonitas Británicas, indican el enlace regular entre las épocas de deformaciones plicativas reiteradas y las épocas de elevación del flujo calorífico, que provoca la removilización de los complejos metamórficos, al metamorfismo recurrente, progresivo o regresivo. De

esta manera, *las masas polimetamórficas, resultan, por lo común, de plegamiento polifásico*. El propio plegamiento por su origen también es un plegamiento de compresión total, pero se desarrolla en condiciones de plasticidad extremada y de elevada presión de los fluidos. La estructura general de las masas de profundo metamorfismo se complica por la división en lentejones de las rocas más plásticas, por el *boudinaje* de las rocas de poca plasticidad, incluyendo los granitos y las diabasas, por la formación de pliegues ptigmatíticos y por las fallas de corrimiento.

Pliegues magmatogénicos. A esta clase de los pliegues profundos se pueden referir convencionalmente las deformaciones plicativas originadas a diversos niveles de la corteza terrestre por la penetración del magma de los focos profundos de procedencia intracortical o del manto. Dentro de los límites de la parte inferior de la capa granitognéisica los cuerpos granitoideos son supeditados a los domos gnéisicos, descriptos más arriba, y tienen procedencia palingenética anatéctica y (o) metasomática. Generalmente estos granitos *autóctonos* van acompañados de aplitas y pegmatitas, se hallan rodeados por gneises y son vinculados a éstos por transiciones graduales.

Al ascender a niveles más altos, los macizos de granitoides se delimitan de las rocas encajantes de modo cada vez más marcado granjeando bien la forma de *batolitos* y *stocks* de contornos abruptos, o bien la forma de *garpolitos*, grandes cuerpos extendidos en plano horizontal. Los últimos penetran con preponderancia a lo largo de la superficie limítrofe entre el fundamento y la cobertura, así como también entre los complejos sedimentarios, separados por la discordancia estructural: así, en el distrito de Verjoyansk-Kolimá son confinados regularmente al basamento del denominado complejo Verjoianski (paleozoico superior — mesozoico inferior). Los garpolitos, por lo visto, sólo solevantan ligeramente las rocas de la cobertura, mientras que la acción mecánica de los batolitos y stocks a veces (pero no siempre) se expresa en la formación en su periferia de zonas de arrugamiento, análogas al plegamiento colindante con las fallas. Al juzgar por los materiales de las investigaciones detalladas efectuadas en las Montañas de Mineral Sajones y Checos (A. Watznauer), la forma principal de yacimiento de los granitos a los niveles «medios» de la corteza terrestre es precisamente filoniana, a la vez que los cuerpos secantes, o sea, batolitos y stocks, no son más que salientes de la «capa granítica», por supuesto, en las zonas de baja presión.

Aún más cerca de la superficie afloranto, en las condiciones de una carga menor, el magma penetrante por las cavidades de las fallas y grietas, aparta enérgicamente, rompe y solevanta las capas a manera de las formaciones sedimentarias de alta plasticidad, que originan el fenómeno de diapirismo (véase más abajo). Por lo tanto las formas respectivas recibieron el nombre de *diapiros magmáticos*; fueron estudiados detenidamente en el Cáucaso Septentrional (el distrito de Aguas Minerales) y en el litoral Meridional de Crimea por V. N. Pavlínov. Formaciones análogas son desarrolladas en la

Transcaucasia Austral (fig. 170) y en la cordillera Kalbinski (el Kazajstán Oriental). A la par con las formas similares, se encuentran los llamados *lacolitos*; estos son stocks redondeados que pasan por

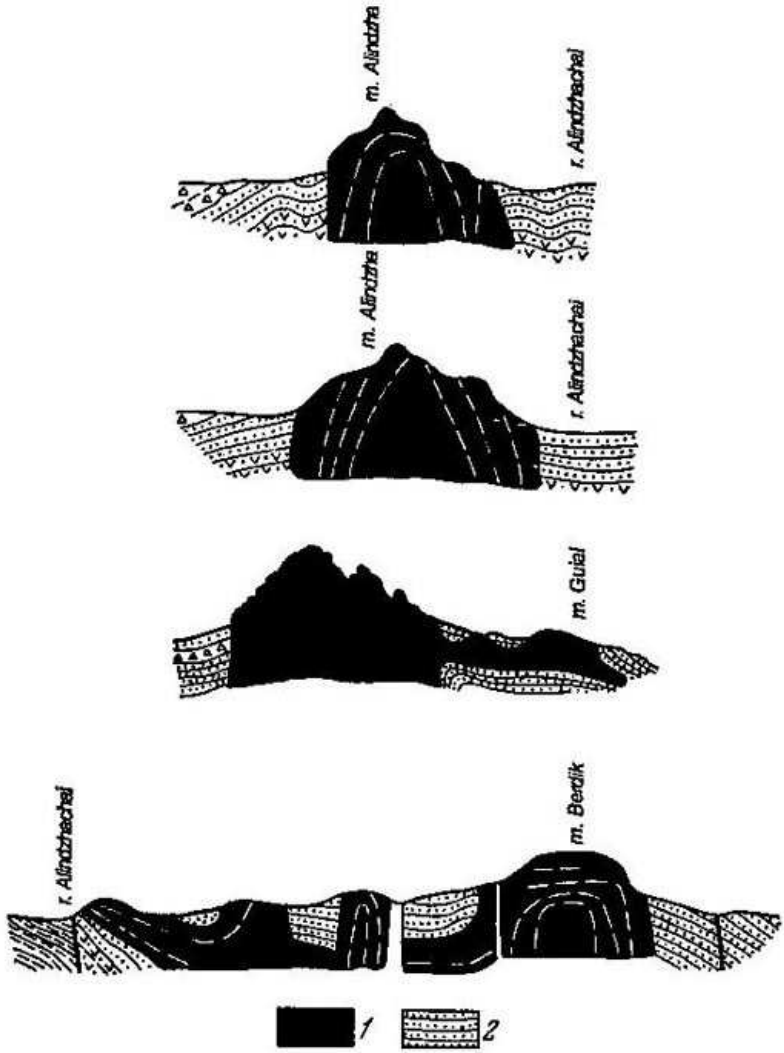


Fig. 170. Extrusiones y diapiros magmáticos de la RSSA de Najicheván (según G. P. Kornev)
1—cuerpos intrusivos; *2*—rocas encajantes

arriba en abultamientos estratificados fungiformes, solevantando suavemente las capas suprayacentes.

Los lacolitos y diapiros magmatíticos son pliegues cupuliformes postsedimentacionales; se pueden registrar tanto en el interior de las regiones geosinclinales como en las partes marginales de las plataformas. Según ha mostrado G. P. Kórnev en el ejemplo de las peque-

ñas intrusiones de Najicheván, una forma concreta de semejantes cuerpos intrusivos, en particular, su descanso secante o concordante con respecto a las capas parietales, depende de las interrelaciones existentes entre las tensiones de tectónica general (la presión orientada) y la presión hidrostática del magma. Los macizos secantes centrales penetran mayormente en las partes abovedadas de las elevaciones en crecimiento cupulares o braquiformes, que se han desarrollado en condiciones de tracción; grandes apófisis y sills estratiformes son dispuestos bien en los periclinales y en las alas de las elevaciones, o bien en las depresiones contiguas. Es fácil notar que en este aspecto el comportamiento de las intrusiones diminutas es análogo a la interrelación entre los batolitos y stocks, por una parte, y los garpolitos, por otra, mencionada más arriba en el ejemplo de las Montañas de Mineral. En el tiempo, a la formación de las intrusiones estratiformes favorecieron los períodos de hundimientos o elevaciones retardadas; por el contrario, los macizos secantes se hallan confinados no sólo a los terrenos, sino también a las fases de elevaciones.

De esta forma, las interrelaciones existentes entre los cuerpos magmáticos y las capas encajantes, el grado y carácter de su accionamiento mecánico sobre estas últimas, el tipo de los macizos intrusivos y la forma de descanso de los depósitos parietales cambian esencialmente a medida que el magma asciende a niveles cada vez más altos: de los domos granito-gnéisicos de la infraestructura, a través de los garpolitos, batolitos y stocks de la zona intermedia, hasta las intrusiones menudas, o sea, lacolitos y diapiros magmáticos de la parte superior de la cobertura, y, finalmente, hasta los domos extrusivos, que salen a la superficie. Se debe tener en cuenta que esta sucesión vertical de los cuerpos magmáticos corresponde aproximadamente a la consecuencia de su formación, es decir, inicialmente a una gran profundidad surge, evidentemente en el proceso de ultrametamorfismo y anatexis, el magma granítico, que luego asciende paulatinamente a horizontes más altos de la corteza, cobrando una actividad mecánica cada vez mayor a medida que disminuye la presión petrostática.

Con la penetración del magma pueden ser asociadas las estructuras no sólo positivas, sino también negativas. A estas últimas cabe referir las calderas de colapso con las *intrusiones concéntricas* anulares subvolcánicas que las acompañan y parecen ser insertadas una en otra e inclinadas hacia el centro de la caldera (de este tipo de las intrusiones ya se trató en el cap. VI); en la periferia se encuentran con frecuencia los diques radiales. Para estas intrusiones es típica una alcalinidad elevada. Era frecuente que surgieran en los estadios finales de la orogénesis epigeosinclinal, en un ambiente de un substrato muy duro, a veces a lo largo de las fallas transversales y oblicuas con respecto al rumbo de las fajas orogénicas (P. Badgley). Otro tipo de las intrusiones vinculadas con las estructuras sinclinales, son los *lopolitos*, de los cuales hablábamos ya en el cap. VI.

§ 2. Desarrollo de los pliegues y de las rupturas en el tiempo

Con respecto a la cuestión sobre la marcha del proceso de formación de los pliegues ya desde hace mucho tiempo se esbozaron dos concepciones diametralmente opuestas.

La primera de éstas es la de las *fases de plegamiento*, o sea, de las fases *orogénicas*, vinculada con el nombre de H. Stille, quien la formuló del modo más completo en el año 1924 en su libro «Cuestiones principales de la tectónica comparativa»; en realidad ella se remonta hasta el tiempo de d'Orbigny y Elías de Beaumont, es decir, al segundo cuarto del siglo XIX. Esta concepción se fundamenta sobre la idea de que el desarrollo de los pliegues se fija sólo por discordancias angulares (véase el cap. V, § 4). En concordancia, se admite que los pliegues crecen sólo durante los intervalos de tiempo, a veces muy cortos, entre el acabamiento de la acumulación de la serie de sedimentos yacente bajo la superficie de discordancia y el comienzo del depósito de la serie yacente sobre esta superficie. De esta forma, cada una de las discordancias corresponde a cierta fase del plegamiento; pero, como esta concepción consideraba la orogénesis, por lo menos inicialmente, como directo resultado de la formación de los pliegues, estas fases han recibido la denominación de *orogénicas*. Según opinan los partidarios de dicha concepción, en el intervalo entre las fases orogénicas, durante los períodos de acumulación sedimentaria, no se forman pliegues; por consiguiente, a diferencia de otros tipos de movimientos tectónicos (epirogénesis), los pliegues no se generan continuamente, sino que de un modo episódico.

Al haber generalizado el material referente a la Europa Occidental, así como también los datos relativos a otros continentes, Stille denominó las fases aisladas con los nombres geográficos de los lugares de su manifestación típica y compuso la lista, denominada *canón*, de las fases orogénicas. Cada una de las fases establecidas se manifestó simultáneamente en las partes más diversas del globo terráqueo, pero en los intervalos entre las fases la formación de pliegues en ninguna parte ocurrió; en esto consiste la esencia de la «ley orogénica del tiempo» («Orogeneszeitgesetz») propuesta por Stille.

Inicialmente, en los años veinte—treinta, las ideas de Stille acerca de las leyes que regulan las manifestaciones de la formación de los pliegues encontraron una gran acogida. Eso era comprensible, puesto que la noción de fase orogénica facilitaba la sistematización y el análisis del material geológico regional, la confrontación y comparación de la historia tectónica de diversos distritos. No obstante, pronto se acumuló una información que no pudo caber en las ideas de Stille e incluso estuvo en contradicción con las mismas.

En varias regiones del globo terráqueo y, ante todo, en la Unión Soviética, fueron descubiertas discordancias, que han indicado el hecho de manifestaciones de una formación de pliegues en los períodos o épocas que Stille consideró como «anorogénicos», es decir, tranquilos en este aspecto. En el período cámbrico,

entre el cámbrico medio y el tardío, en el sur de la Siberia Media fue establecida la fase «salairítica» de plegamiento, que tuvo una difusión muy vasta. Más tarde la formación de los pliegues de ese período fue evidenciada también en Cerdeña, lo que dio pie para introducir en el canón la fase «de Cerdeña». También resultó inconsistente la opinión inicial de Stille acerca del carácter «anorogénico» de los períodos devónico, triásico y cuaternario. Una intensa formación de los pliegues del devónico medio o del comienzo del tardío fue constatada en el devónico del Altái y de otras construcciones montañosas meridionales de la URSS (también fue registrada en los Appalaches, en los Andes Bolivianos y Argentinos en forma del denominado plegamiento «acádico»). La formación de los pliegues durante el triásico (T_2/T_3) fue indicada por primera vez para el Cáucaso Occidental (la fase «labínskaia»); tuvo gran importancia en el Japón (la «orogénesis de Akiosi»). Una formación de pliegues cuaternaria fue establecida primeramente en el Cáucaso Sudeste (la «faso de Bakú» con varias subfases), después en California; al visitar esta última región, Stille se vio obligado a introducir en su canón la «fase Pasadénica» (denominada con el nombre de la ciudad de Pasadena en California). En total, a fines de los años treinta la lista de las fases orogénicas había aumentado notablemente, mientras que los intervalos entre éstas se hicieron mucho más angostos. Las fases orogénicas fueron marcadas no sólo en la frontera entre los períodos y épocas geológicos, sino también dentro de las épocas e incluso de las edades: por ejemplo, en el Altái de Mineral fue evidenciada la fase «saúrskaia» dentro de la edad viseana, en el Tian-Shan, la fase chatkálskaia» dentro de la edad turonense del carbonífero antiguo.

Luego, al determinar con mayor precisión la edad de las capas separadas por la discordancia angular, la idea de que una u otra fase se manifestara por doquier durante un mismo intervalo de tiempo, resultó infundada. La opinión inicial acerca del sincronismo de las discordancias angulares de diferentes regiones, en gran medida, o exclusivamente, fue producto de la imperfección de los datos estratigráficos. Al analizar la historia de las regiones poco estudiadas, fue relativamente fácil «simultaneizar» las discordancias registradas con las fases anotadas en el canón según los datos eurooccidentales. La situación ha cambiado bruscamente debido al progreso de las investigaciones estratigráficas. Se ha esclarecido que incluso en una misma región el tiempo de manifestación de la fase es variado en sus partes diferentes, abarcando en total un intervalo geocronológico considerable. Esto fue demostrado, por ejemplo, para la fase larámica (K/P) en su «patria», en las montañas Rocosas de Norteamérica; para la fase kimmeridgense nueva, o sea, andina, (J/K) en la RFA y en el Cáucaso, etc. La situación no se salva, destacando en tal caso las subfases entre los pisos y subpisos aislados, tal como hizo Stille, siguiendo a Dalgriune y dividiendo la fase nueva kimmeridgense en las subfases: deiste sandstein (entre el kimmeridgense y el portlandés), de Osterwald (dentro del portlandés) y de Hills (entre el portlandés y el valanginense). Al operar de este modo, el marco de fases aisladas se ensancha notablemente, a la vez que los intervalos entre fases se reducen cada vez más y se hacen comparables con los intervalos entre subfases, llenando al fin de cuentas toda la columna estratigráfica, lo que ocurrió con el neógeno. La referencia de una discordancia dada a una u otra fase o subfase decende por entero en tal caso de la exactitud de definición de la edad de las capas separadas por ella.

Por fin, un estudio más atento de las discordancias y de las condiciones en que éstas se extinguen, ha mostrado que la duración de formación de una discordancia no se agota en los intervalos cortos entre las edades geológicas, es decir, por varias decenas o centenas de miles de años, sino que abarca, por lo menos, edades enteras, es decir, millones de años. Así, en el Cáucaso Sudeste se registra una discordancia considerable entre el plioceno superior y el inferior (entre los pisos de akchaguil y póntico). Pero allí donde el corte se completa por el plioceno medio, esta discordancia se extingue. De allí que se hace claro que el tiempo de formación de la discordancia corresponde, por lo menos, a todo el plioceno medio, que se distingue en el corte del plioceno por su composición de fragmentos gruesos. Del mismo modo se verifica que al tiempo de manifestación de la fase indica (kimmeridgense nueva) de la Georgia Occidental (Europa)

corresponde el acopio de una potente masa detrítica abigarrada kimmeridgense (A. I. Dzhanelidze).

Pero el golpe más esencial fue atestado a la concepción de fases orogénicas de Stille por las detenidas investigaciones de los cambios de las facies y potencias de los depósitos sedimentarios de las cuencas carbonífera y petrolífera, emprendidas en los años treinta. Estas investigaciones, efectuadas, en particular, en varias regiones de la Unión Soviética, sobre todo en el Cáucaso Sudeste (V. V. Véber, N. S. Shatski) y en Ferganá (V. I. Popov, D. V. Nalivkin), demostraron de modo convincente que los pliegues crecen no sólo durante los intervalos cortos de interrupción del depósito sedimentario, sino también durante épocas mucho más prolongadas de hundimiento y acumulación de sedimentos. Con esto, se señaló (N. S. Shatski, V. E. Jain) que las propias pausas en el depósito de los sedimentos no son consecuencia de la formación de los pliegues, sino que de los movimientos tectónicos ascendientes de otro tipo (epirogénicos, oscilatorios). De esta forma, las discordancias angulares, que percibimos como fases de plegamiento, en realidad son resultado de la superposición de los movimientos verticales ascendentes, de manifestación episódica, sobre el proceso de crecimiento de los pliegues prácticamente ininterrumpido. N. S. Shatski expresó esta idea de modo elocuente con las siguientes palabras: «Las discordancias o fases orogénicas no son nuevas y ciertos momentos del plegamiento, sino que cuadros aislados, si se puede decir así, arrebatados por los movimientos epirogénicos del proceso de formación de los pliegues, que cambia lenta y continuamente».

Al comparar la concepción de Stille con las opiniones de Beaumont, Shatski consignó una gran semejanza entre éstas. Como Beaumont fue partidario de la teoría de las catástrofes de J. Cuvier, suponiendo que en la historia de la Tierra los períodos de calma alternan con las cortas épocas de alteraciones catastróficas, Shatski ha caracterizado la opinión de Stille como «*neocatastrofismo*».

La crítica de la teoría de Stille, emprendida por los geólogos soviéticos en 1936—1937, luego, fue seguida por varios hombres de ciencia del extranjero, sobre todo, por el geólogo norteamericano James Gillyly. En contraposición a la concepción de las fases orogénicas, de manifestación episódica de la formación de los pliegues, afín al catastrofismo de Cuvier—Beaumont, fue promovida otra concepción, de *continuidad (permanencia) de la formación de los pliegues*, que en esencia se remonta a la doctrina de Charles Lyell sobre la marcha lenta y paulatina de los procesos geológicos. Esta concepción no contiene la noción acerca de las fases de formación de los pliegues, además, niega el papel del estudio de las discordancias angulares para restablecer la historia de formación de los pliegues.

¿Cuál de estas dos teorías opuestas es justa? Debemos hacer constar que ninguna de las dos; desde el punto de vista de la doctrina dialéctica referente al desarrollo y, basándose sobre el análisis de

los datos geológicos recogidos, *el proceso de formación de los pliegues es un proceso continuo-interrumpido, en el que los períodos prolongados de crecimiento lento de los pliegues son interrumpidos por las fases de desarrollo rápido de los mismos y de cambio cualitativo de la estructura plegada* (Jain, 1950; Shatski, 1951).

El desarrollo de los pliegues en el tiempo es estudiado con mayor plenitud para las regiones platafórmicas, en particular, para la región petrolífera del Volga—Ural en el este de la placa Rusa. Las investigaciones han mostrado que el crecimiento de los pliegues platafórmicos es extraordinariamente duradero; el tiempo de su desarrollo alcanza decenas o incluso centenas de millones de años. Las elevaciones surgidas ya en el devónico tardío o en el carbonífero continuaron desarrollándose durante el mesozoico (por ejemplo, las elevaciones Sokolovogórskoe y Stepnóvskoe en el distrito de Sarátov), además, algunas de ellas, al juzgar por los datos geomorfológicos, tampoco cesaron en su crecimiento en la época actual. Para la mayoría de los domos salíferos de la depresión del Dniéper—Donetz se registra el desarrollo desde el devónico y para la depresión Precaspiana, desde fines del pérmico hasta el tiempo presente.

El período de desarrollo de los pliegues geosinclinales es mucho más corto que el de los platafórmicos, pero dura unas decenas de millones de años. Así, los pliegues del Cáucaso Sudeste (el Distrito Apsherono-Kobistanski) surgieron a principios del paleógeno, mientras que los de Daguestán, a fines del cretáceo o antes (algunos, en el jurásico tardío) y siguen desarrollándose enérgicamente durante todo el cenozoico. En cambio, la velocidad de crecimiento de los pliegues geosinclinales es varios órdenes mayor que la de sus análogos platafórmicos. La velocidad media de crecimiento de las elevaciones platafórmicas del tipo mas difundido, de los pliegues reflejos, mide unos milésimos de milímetro por año. Los domos salinos, debido al mecanismo gravitacional de su ascenso, crecen con mayor rapidez, alzándose varios milímetros por año.

Los pliegues geosinclinales del tipo de los pliegues de compresión general se desarrollan también a una velocidad de varios milímetros por año; los pliegues de impulso, en particular, los diapíricos, crecen con mayor rapidez que los pliegues de compresión general, aún más rápidamente se forman los pliegues adyacentes a las fracturas y los gravitacionales.

Mientras el crecimiento de los pliegues se registra en el transcurso de muchos períodos geológicos, lo que desmiente la idea de Stille acerca de los tiempos anorogénicos, *los pliegues se desarrollan con brusca irregularidad en el tiempo y la velocidad de su crecimiento experimenta oscilaciones esenciales* (fig. 171). Esto se demuestra con el hecho de que en las potencias y facies de varios horizontes de la sección de la región del Volga—Ural, de las depresiones de Dniéper—Donetz y Pericaspiana, del Cáucaso Sudeste no manifiestan notables cambios relacionados con la estructura plegada; lo mismo se puede decir, por ejemplo, de los depósitos triásicos, jurásicos y del cretáceo

inferior del Emba. Sin duda esto testimonia acerca de una extinción completa o casi completa de la formación de pliegues en los intervalos de tiempo correspondientes. De ordinario semejantes intervalos estratigráficos se distinguen por la acumulación de sedimentos químico-organogénicos o detríticos finos de potencia escasa o moderada.

Los períodos de extinción de los pliegues se alternan con cortos lapsos de desarrollo singularmente enérgico. Es significativo que

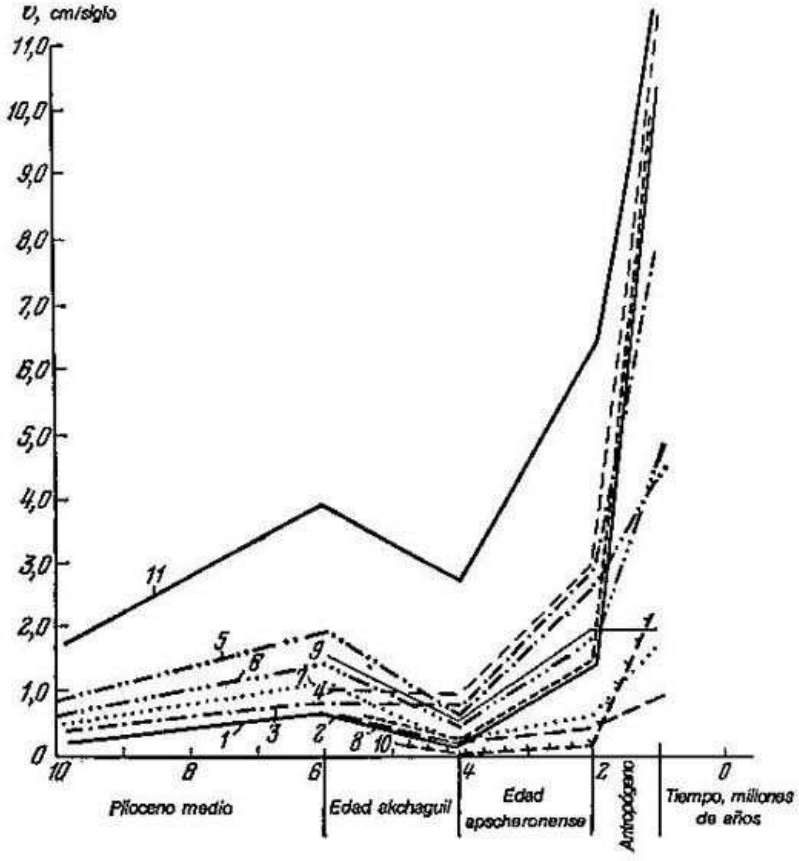


Fig. 171. Gráfico de las velocidades de descenso de la depresión de Turkmenia Occidental y del crecimiento de sus estructuras en el tiempo (según K. K. Tumarev)

Elevaciones anticlinales: *1*—Chelekén; *2*—Kotur-Tepe; *3*—Nebit-Dag; *4*—Monzhukli; *5*—Urundzhuk; *6*—Kum-Dag; *7*—Bota-Dag; *8*—Kara-Tepe; *9*—Kizil-Kum; *10*—Okarem; *11*—curva de las velocidades de inflexión de la depresión

estos últimos coinciden, por una parte, con las fases de acumulación de los sedimentos de fragmentos gruesos, sobre todo, de arenas y guijarrales de gran potencia y, por otra, en una medida aún mayor, con la manifestación de soluciones de continuidad regionales. En otras palabras, *el crecimiento de los pliegues más intensivo se confina a las fases de activación de los movimientos regionales* (*profundos, ondu-*

latorios). De aquí se comprende que los cambios de la velocidad de crecimiento de los pliegues ocurren de modo conjugado para todas las estructuras plegadas de una región dada. También se presenta claro que el enlace de las fases de la formación de pliegues más intensiva con el tiempo de manifestación de las soluciones de continuidad en la acumulación de sedimentos y de formación de las discordancias angulares es sumamente regular. Por eso no es fortuito el hecho de que las fases de la formación de pliegues más activa en las sineclisas platafórmicas periféricas, que se han manifestado generalmente en el cambio de las facies y potencias, coinciden en el tiempo con las fases establecidas según las discordancias singulares de las regiones geosinclinales contiguas.

Esto fue señalado para la región de Sarátov del Volga por S. F. Fiódorov y A. I. Kutkov y confirmado por las investigaciones posteriores efectuadas por K. A. Mashkóvich y otros; lo mismo fue hecho para la depresión Precaspiana por G. E. Aizenshtadt y luego por V. A. Dolitski. Para la parte occidental de la depresión Polaco-Alemana semejante coincidencia fue constatada ya hace mucho tiempo por H. Stille. Las elevaciones regionales de la plataforma Norteamericana también se correlacionan de modo suficiente con las «fases de orogénesis» de los Appalaches y Wachita.

De qué modo se manifestará la fase de formación de pliegues en la sección, depende de la posición del terreno dado con respecto a los grandes elementos estructurales (estructuras profundas). En las depresiones, es decir, en las zonas de hundimiento la formación de pliegues de modo predominante se expresa en las oscilaciones de las potencias, o sea, en las discordancias dispersas, y en los cambios de composición de los sedimentos. Sólo en los momentos de regresiones y (o) en las bóvedas de las elevaciones del alzamiento más intenso surgen pausas locales y se forman discordancias angulares. Al pasar a la región de elevaciones grandes, profundas, en sus taludes las pausas y discordancias angulares se vuelven un fenómeno regional, mientras que en las bóvedas de estas elevaciones varias pausas se funden en una, lo que conduce a la suma del efecto de las fases respectivas de la formación de pliegues y hace mucho más bruscas las discordancias.

Cada *fase de la formación de pliegues es un salto* (*o se concluye con un salto*) *en el desarrollo de la estructura plegada de un terreno dado de la corteza terrestre*. Pero, como acabamos de ver, este salto se puede expresar de forma variada: desde un aumento relativamente rápido de la velocidad de crecimiento de los pliegues siendo relativamente invariable su forma, o sea, en caso de una discordancia dispersa, hasta una *reestructuración cualitativa* más o menos considerable del plegamiento, que tiene lugar cuando se forman las discordancias angulares de región. Esta reorganización de estructura se expresa en el cambio brusco a nivel de la superficie de discordancia, de la inclinación de las alas del pliegue, de la inclinación de las charnelas con el surgimiento de discordancias azimutales locales en el periclinal, en el cambio del rumbo de los ejes de los pliegues con la

formación de discordancias azimutales de región; por fin, varios pliegues se pueden unir en uno por arriba de la superficie de discordancia; como resultado del refuerzo de la intensidad de los movimientos los pliegues se pueden complicar por rupturas, etc.

De esta forma, *conviene conservar la noción de una fase de formación de pliegues, pero en una compresión esencialmente diferente de la de Stille.* Las fases de formación de pliegues son de mucho mayor duración; abarcan una o dos edades geológicas, es decir, varios millones y no centenas de miles de años, según imagina Stille. Las fases de formación de pliegues de ningún modo siempre se manifiestan en discordancias angulares, sino que sólo se expresan por cambios más bruscos de las facies y las potencias.

Allí donde a estas fases corresponde una discordancia angular, su duración no siempre coincide con la duración de las pausas en la acumulación sedimentaria; la formación de pliegues generalmente comienza (o se reanuda) mucho tiempo antes de la pausa, alcanzando su máxima intensidad durante esta última, es decir, de la elevación general de la región. Los intervalos entre las fases no siempre se expresan mediante la extinción absoluta del crecimiento de los pliegues, sino que a veces sólo en el debilitamiento notable de éste. Finalmente, las fases de formación de pliegues se pueden manifestar en cualesquier lapsos del tiempo geológico previstos en el canón de Stille.

De lo dicho se deduce que no hay *necesidad de distinguir a las fases de formación de pliegues dándoles nombres especiales.* Si conocemos el tiempo exacto de manifestación de la fase, por ejemplo, cuando a una discordancia angular le corresponde una solución de continuidad entre los depósitos de dos pisos contiguos, la fase recibe el nombre del piso yacente sobre la discordancia con el prefijo «pre». Por ejemplo, los depósitos pónticos de la parte este de la región de la ciudad de Shemaja (Cáucaso Sudeste) yacen de forma discordante sobre los meóticos. La fase correspondiente se debe denominar prepóntica. En otros casos la pausa abarca varios pisos; la fase de formación de pliegues pudiera englobar todo este período o una parte o, finalmente, durante la interrupción pudieron manifestarse varias fases, mientras que la discordancia que observamos puede presentar su efecto sumario. En casos semejantes es mejor tratar simplemente de una discordancia, datándola por la edad del techo de las formaciones anteriores a la solución de continuidad y del basamento de las posteriores. Por ejemplo, en la misma región de Shemaja el piso akchaguil yace de forma discordante sobre el póntico, faltando depósitos intermedios. La fase de formación de pliegues se pudo manifestar a fines del póntico a principio del plioceno medio (la edad de masa productiva), a fines del plioceno medio o a principios del akchaguil, en ambos intervalos de tiempo o, finalmente, durante todo el tiempo que transcurre desde fines del póntico hasta principios del akchaguil inclusive (lo último, como hemos visto más arriba, es más verosímil). En vista de esta incertidumbre dicha discordancia se debe denominar pospóntica-preakchaguilense.

Aunque las fases de formación de pliegues pueden ocupar cualquier lugar en la escala geocronológica, según hemos señalado más arriba, sin embargo en realidad se registra cierta concentración de estas fases en algunos tramos de la escala, lo que testimonia acerca de una elevación general de la intensidad de formación de pliegues en épocas geológicas aisladas (en este caso no se trata de las épocas

correspondientes a sistemas individuales); este hecho confirma las ideas de Stille y sus antecesores. A diferencia de las fases estas épocas de alta actividad tectónica se manifiestan aproximadamente al mismo tiempo (aunque no rigurosamente sincrónicas) en las partes más diversas de la superficie terrestre, pero sobre todo, como es natural, en las fajas geosinclinales activas del tiempo respectivo. A estas épocas tectónicas conviene denominarlas según los lugares de su manifestación típica, en tal caso a veces se pueden usar los nombres dados por Stille a las fases orogénicas, las cuales de hecho corresponden precisamente a épocas enteras (por ejemplo, sudética, o larámica). La duración de las épocas tectónicas alcanza unos 10—20 millones de años, y de los intervalos separadores de desarrollo tectónico relativamente tranquilo de unos 30—40 millones de años, es decir, por lo menos, 2—3 veces más. Dentro del marco de una región geosinclinal aislada (tanto más, de sus partes) estos intervalos son aún más considerables, de hasta 60—80 millones de años, puesto que no toda época tectónica encuentra manifestación en toda región geosinclinal ni en toda su parte.

Una investigación de mucha importancia que confirma la existencia de las épocas planetarias de actividad tectónica elevada, fue realizada por A. A. Pronin (1969, 1971). El dividió las épocas tectónicas en base al análisis estadístico del material referente a las soluciones de continuidad y discordancias del fanerozoico de todos los continentes. Es muy significativo que las épocas destacadas por A. A. Pronin, en la aplastante mayoría de los casos, coinciden con las fases principales del canón de Stille (a veces una u otra época corresponde a varias fases) y con las épocas esbozadas de forma puramente cualitativa por el autor. Al paleozoico le corresponden las épocas baikálica tardía (lipalítica), salairítica (de Cerdeña), tacónica, caledoniana tardía, bretoniana, sudética, uralense, herciniana tardía (-pfálcica); al mesozoico; la kimmeridgense antigua, kimmeridgense tardía, austríaca, larámica. Cada una de las épocas está destacada medianamente en dos mil secciones, entre las cuales (otra vez como promedio) las interrupciones y las discordancias están marcadas en el 95% de las secciones, comprendidas entre ellas las discordancias angulares aproximadamente en el 30% de las secciones. A. A. Pronin concede a cada época tectónica medianamente 15—20 millones de años, mientras que para las épocas sosegadas que las separan, 30—40 millones de años.

Además, estas ideas fueron independientemente confirmadas por el empleo de los métodos radiométricos para la determinación de la edad de las rocas metamórficas y magmáticas (en particular, de los granitos). El método de construcción de los histogramas de los valores de edad, aplicado por primera vez por el geólogo norteamericano G. Guestil para el precámbrico, permitió evidenciar la existencia de ciertos máximos de la formación de granitos y del metamorfismo regional. El rápido acopio posterior del material respectivo ha confirmado esta ley regular no sólo para el precámbrico, sino también para el fanerozoico. El geólogo soviético M. M. Rubinstéin (1967) ha publicado el informe de las fechas obtenidas de modo radiométrico para las rocas intrusivas (granitos) y metamórficas del fanerozoico. En base a esto él llegó a la conclusión de la existencia de una periodicidad marcada en la manifestación del magmatismo intrusivo y del metamorfismo, que corresponde a la sucesión de las fases del canón de Stille, e incluyo, además, suplementos (la fase trysílica antes del ordovícico, la trodhjemítica en el ordovícico, las fases devónicas antigua y media, la fase labínica en el triásico, la donetskaia y batsko-adiguéiskaia en el jurásico). Rubinstéin evalúa la duración de cada fase en 3—5 millones de años, a la vez que la de los intervalos, en 15—25 millones de años.

El establecimiento de la duración de las «fases orogénicas» y los intervalos «anorogénicos», según los datos referentes a las manifestaciones del magmatismo intrusivo, granitoideo, y del metamorfismo regional, a veces encuentra objeciones (por ejemplo, por parte de N. A. Streis y A. L. Yanshin en la URSS, y de J. Giluly en los EE.UU.), fundadas en consideraciones acerca de la falta de enlace genético entre estos procesos y la formación de los pliegues y, de una manera general, acerca del carácter no obligatorio de su concordancia temporal.

Realmente, la formación de los pliegues, la granitización, el metamorfismo regional y, añadimos además, las elevaciones, son manifestaciones de diferentes procesos geológicos y que, por lo tanto, con frecuencia se observan independientemente. No obstante, el ligazón entre estos fenómenos endodinámicos es indudable. En las plataformas el metamorfismo regional, por lo común, no existe del todo, al igual que el plegamiento lineal, mientras que las intrusiones de granitos propios (no granofíricos y no del tipo rapakiwi) es muy raro encontrarlos, pero allí donde aparecen, por ejemplo en los granitos del mesozoico tardío del Asia Oriental, esto ocurre sobre el fondo de intensas elevaciones, acompañadas a trechos por plegamiento linear (el plegamiento de Yen-Shan en China).

En los geosinclinales la afinidad paragenética existente entre las elevaciones, que es el proceso más general, el plegamiento, el plutonismo granítico y el metamorfismo regional se manifiesta de un modo aún más vivo y constante, lo que no significa que uno es consecuencia de otro, sino sólo de que ambos están condicionados por una causa común (por ejemplo, por el flujo calorífico elevado). Por eso el traslado de las leyes regulares establecidas para uno de estos procesos, conjugados en el tiempo y en el espacio a un otro es sumamente admisible.

Con la idea de la discontinuidad de la formación de los granitos no está en contradicción el hecho, actualmente establecido de modo fehaciente, de que el devenir de los grandes plutones polifásicos del tipo batolítico abarca, de acuerdo con los datos radiométricos (de L. V. Firsov para el batolito de Magadán o de los investigadores norteamericanos y canadienses para los batolitos de las Cordilleras Occidentales y Centrales de Norteamérica), muchas decenas de millones de años. Primero, estas cifras para las fases aisladas caben de ordinario en la duración de las épocas tectónicas establecida por A. A. Pronin (15—20 millones de años), en segundo lugar, dentro de los límites de los correspondientes marcos geocronológicos se esbozan impulsos más cortos. Como ejemplo pueden servir los novísimos datos referentes a los plutones graníticos de mesozoico de California. La determinación de la edad de éstos nos dieron una sucesión prácticamente ininterrumpida de cifras desde 210 hasta 80 millones de años. No obstante, la referencia de las determinaciones a ciertos grupos de los plutones destacados por cartografía, evidencia una periodicidad marcada de la actividad intrusiva. Se han establecido cinco épocas de plutonismo de duración de 10—15 millones de años separadas por intervalos de 30 millones de años. A cada época precedió o coincidió con la misma un período de deformación regional de California o la Nevada Occidental. Datos análogos fueron obtenidos por I. A. Zagrúsina para la parte noreste de la URSS.

El estudio detenido de la sucesión de las transformaciones regionales metamórficas y de los cambios estructurales vinculados con éstas también pone al desnudo el carácter polifásico de estos procesos. En particular, esto se ha mostrado bien en el material de las caledonitas Británicas, estudiadas con especial esmero en dicho aspecto.

Los investigadores de esta región subrayan el carácter episódico y simultáneo de la formación de los pliegues, de la formación de la esquistocidad y del clivaje, del metamorfismo y de la formación de los granitos.

En realidad, con el carácter discreto de manifestación de la tectogénesis (y del magmatismo) está vinculado el carácter discreto de la escala estratigráfica (bio- y litoestratigráfica), la división natural de la sección sedimentaria en sistemas, pisos, zonas.

Volviendo a los resultados de las investigaciones de M. M. Rubinstéin y A. A. Pronin y comparándolos entre sí, se puede ver que, siendo semejante la deducción acerca de la periodicidad de la tectogénesis, ellos divergen esencial-

mente en la evaluación de la permanencia de las «fases orogénicas» (3—5 millones de años, según Rubinstéin, y 15—20, según Pronin) y de los intervalos anorogénicos que las separan (15—25 millones, según Rubinstéin, y 30—40, según Pronin). La causa de estas discrepancias se puede ver en que Pronin destaca máximos de actividad tectónica de orden más alto, los cuales él denomina justamente no fases, sino épocas, mientras que en la obra de Rubinstéin se trata de los máximos de valor subordinado, los cuales naturalmente repiten dentro de intervalos de tiempo menores.

Se debe denominar épocas tectónicas, más exactamente, *épocas de actividad tectono-magmática* elevada a las épocas de grandes cambios en el desarrollo de los sistemas geosinclinales, de su inversión total (según V. V. Beloúsov), de transición de la propia etapa geosinclinal de desarrollo de estos sistemas a la orogénica (del predominio de los hundimientos al predominio de los alzamientos), de virajes manifestados en escala no de un sistema geosinclinal, sino de muchos, que se encuentran en diversos partes del globo terráqueo. Casi todas las épocas tectónicas destacadas por A. A. Pronin y el autor, corresponden a este criterio. Por consiguiente, es incuestionable que todas ellas son de valor global, planetario. En muchos sistemas geosinclinales para los cuales los movimientos de la época respectiva no fueron decisivos, críticos, pese a todo, éstos se manifestaron de modo patente en la formación de la nueva generación de los geoanticlinales, de los arcos insulares (el fenómeno de inversión parcial, según V. V. Beloúsov), de plegamiento local, de penetración de los granitos. Así, en el Cáucaso Central tiene valor semejante la época kimmeridgense tardía de plegamiento; en los Urales, en el Kazajztán Central y en el distrito del Altai y los Sayanes, la taconense, etc.

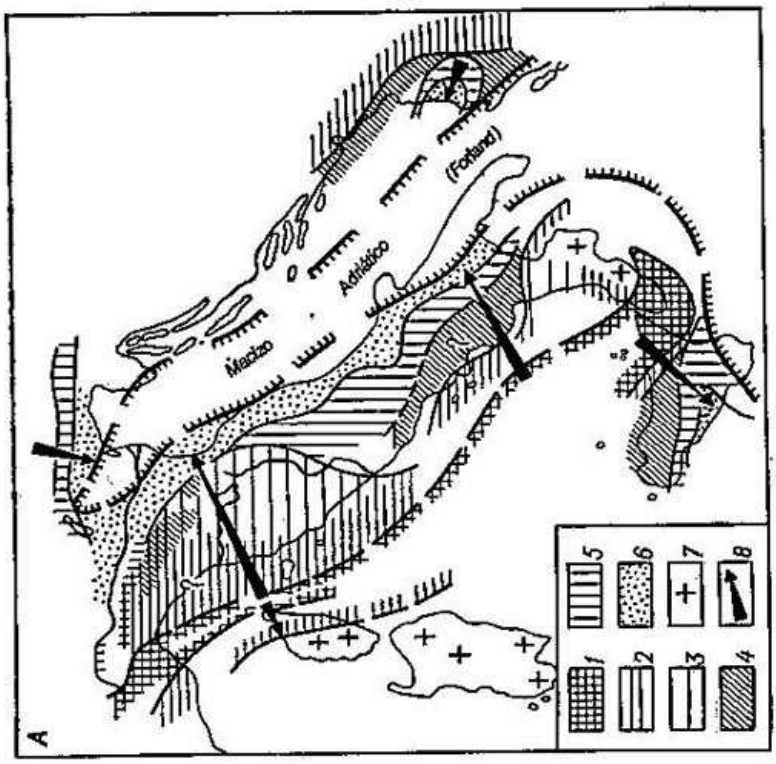
En las plataformas estas épocas se expresaron mayormente en las elevaciones generales y (o) en la reorganización esencial del plan estructural de disposición de las anteclisas y sineclisas, en la aparición o extinción de los aulacogenos, etc. Así, en la época baikálica se acabó el estadio aulacogénico de desarrollo de la plataforma Europea Oriental (placa Rusa) y comenzó el estadio de acumulación de su cobertura; en las Norteamericana y Africana (placa del Sahara) lo mismo ocurrió en la época salairítica; en la época caledoniana tardía las plataformas Europea Oriental y Siberiana se sometieron al alzamiento general y a la desecación; en la época uralense se inició la formación de los aulacogenos en el sur de la plataforma Africana, en el oeste de la plataforma Australiana y en la plataforma Indostánica, etc. Pero la manifestación más viva de las épocas tectónicas sobre las plataformas fue la activación tectónica de una parte considerable de ellas (orogénesis epiplatafórmica), sobre todo (pero no todas), de las adyacentes a las fajas geosinclinales, con una brusca activación de alzamientos y magmatismo.

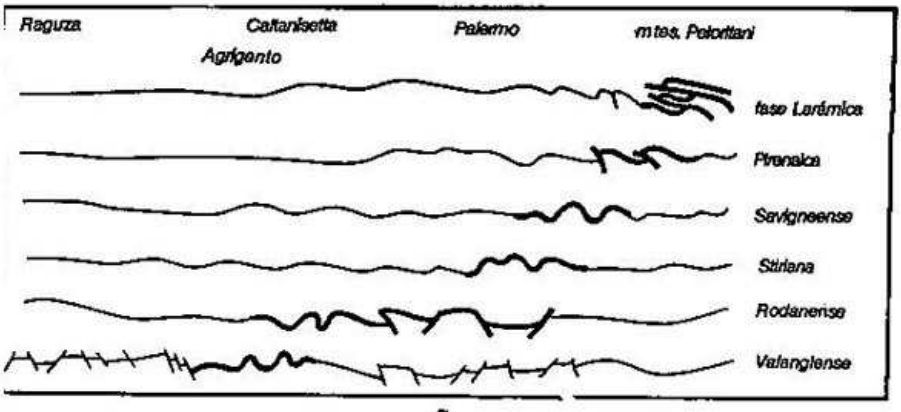
De esta forma, *las épocas tectónicas (tectono-magmáticas) no son sólo las de intensificación del engendramiento de los pliegues, sino que, de una manera general, las épocas de elevada actividad tectónica (y magmática, es decir, endógena en general)*, cuando todos los tipos de movi-

mientos de la corteza terrestre experimentan activación. Esta intensificación de la actividad de la corteza encuentra su expresión, ante todo, en el crecimiento de la envergadura del relieve de la superficie terrestre, lo que justifica en cierta medida la calificación de estas zonas como orogénicas. Al mismo tiempo se acrecienta la potencia de los sedimentos y entre ellos aumenta el papel de las formaciones de fragmentos grandes y gruesos: arenas (areniscas), guijarrales (conglomerados). Por eso la aparición de potentes paquetes de semejantes rocas («cuñas detríticas», según F. King) en la sección de las depresiones, sirve de indicación indirecta de la formación de pliegues y montes en las elevaciones colindantes, fuentes de arrastre del material detrítico (fig. 172). En calidad de índice de aumento de una actividad tectónica de magnitud algo menor y de los estadios iniciales (preorogénico, orogénico anterior) de desarrollo de los geosinclinales, se puede considerar el surgimiento macivo de olistostromas y olistolitas en la sección.

En esencia, *no sólo las épocas tectónicas, sino también las fases que las componen tienen valor global en el sentido de que pueden manifestarse al mismo tiempo en las partes más diversas y alejadas entre sí del globo terráqueo.* Así, por ejemplo, los movimientos intensivos (plegamiento, corrimientos) de la edad viseana media son registrados en el Tian-Shan, por una parte, y en la meseta Marroquí, por otra, así como también en varias otras regiones. Sin embargo, se observa un cambio esencial del valor de las fases incluso dentro de los límites de un mismo sistema geosinclinal: por lo común, las fases son específicas para diferentes zonas estructural-faciales (de estructura y formación). Desde una zona a otra transcurre la migración de las fases, confirmada repetidamente en el ejemplo de diferentes sistemas geosinclinales (uno de los primeros quien la puso en evidencia de modo convincente para los Apeninos fue R. Berman; lo mismo resultó válido para el Cáucaso, el Kopet-Dag, las montañas Rocosas de los EE.UU.). Al comparar los caracteres de la manifestación de determinadas épocas tectónicas en diferentes regiones, podemos ver que el valor relativo de las fases aisladas dentro de los límites de estas épocas puede cambiar esencialmente de una región a otra, de una zona a otra. Por consiguiente, *la noción de fase resulta más regional que global*; pero el hecho de que las fases pudieron manifestarse en la frontera entre dos edades geológicas cualesquiera e incluso en sus subdivisiones más pequeñas, hace que pierda sentido una denominación especial de las fases, lo que se ha señalado más arriba; es mejor referirlas a las subdivisiones geocronológicas correspondientes (por ejemplo, las fases previseana, intraviseana). Se puede hacer excepción para las fases más grandes, del tipo de las destacadas por H. Stille y M. M. Rubinstéin y considerables como subépocas tectónicas (por ejemplo, la subherciniana, larámica antigua, larámica tardía, trialética, pirenaica en el marco de la única época larámica).

Las fases se componen de impulsos aún más cortos y menudos de duración demasiado pequeña para que durante ellos pudieran surgir discordancias algo





f. 172. Esquema de migración del plegamiento en el sistema de los Apeninos (según R. Berman)

-en el plano; B—de perfil; *1*—principal plegamiento larámico; *6*—ídem, pirenaico; *3*—m, savigneense; *4*—plegamiento complementario savigneense y estriano; *5*—ático-roda-ıse; *6*—valanginense; *7*—macizos varíscicos (hercinianos); *8*—vergencia y dirección de migración del plegamiento

perceptibles o, por lo menos, interrupciones en los anales paleontológicos. Por eso estos impulsos se registran sólo en forma de diastemas en la sucesión litológica. Se distinguen los diastemas de varios órdenes, vinculados regularmente con las fronteras de los ciclotemas de los órdenes respectivos, hasta los derrubios existentes en el basamento de los ciclotemas de las formaciones de flysch y carboníferas. A los diastemas en este aspecto es dedicada una obra especial del investigador soviético I. A. Viltsin. Por fin, en calidad de impulsos de los períodos más cortos de la tectogénesis se pueden considerar los máximos de la actividad sísmica, que, según Perry Byerly, tiene una importancia global.

Las numerosas observaciones de diferentes terrenos han mostrado que *en cada momento dado del tiempo geológico la zona de formación intensiva de pliegues y, sobre todo, de corrimientos, ocupaba sólo una franja estrecha ubicuda de ordinario en la frontera de la región de predominio de elevación y hundimiento* (se trata del período principal, posterior a la inversión, de desarrollo del plegamiento). En tal caso la región de elevación experimenta un alzamiento abovedado general (abovedado en bloques), complicado débilmente sólo por el crecimiento en extinción de los pliegues; a la vez la región de hundimiento, una inflexión general, en cuyos límites se desarrolla un plegamiento embrionario. *Con el decurso del tiempo tiene lugar el traslado regular (migración) primeramente de la zona de formación de pliegues y después, de la zona de formación de corrimientos desde el eje y el centro de la elevación abovedada posterior a la inversión en dirección a sus hundimientos y de los ejes de las depresiones entre montañas y de avanzada.* Este traslado se establece de modo marcado al confrontar el tiempo de manifestación de las discordancias angulares en diferentes terrenos de la región plegada.

En el norte del ala meridional del hundimiento sudeste del Cáucaso Mayor, cerca de zona axial las capas más jóvenes participantes del plegamiento son los depósitos del mioceno superior. Los estratos póntico descansan aquí en dirección casi horizontal. Algo más al sur los depósitos pónticos ya resultan ser incorporados en el plegamiento, pero los pliegues que éstos forman son de pendiente más suave que los pliegues del mioceno y de capas más antiguas. En esta franja también se encuentra el akchaguil, que descansa de modo transgresivo y casi horizontal por encima de todos los depósitos de mayor edad. Aún más al sur, a la latitud de la ciudad de Shemajá, el póntico ya está arrugado al igual que el mioceno y el paleogeno al tiempo que el akchaguil está dislocado en una posición de menor declive. Siguiendo hacia el sur surge el miembro más joven de la sección pliocénica, que es el piso apsheronense, que también descansa de modo transgresivo y discordante sobre todas las formaciones de mayor edad cerca de la frontera septentrional de su difusión. En el extremo sur de la región, en la frontera con la depresión del Kurá, toda la masa de los depósitos neogénicos, terminando por el apsheronense, está dislocada de modo casi igual, en cambio los estratos cuaternarios yacen de forma transgresiva y discordante. Finalmente, en la parte boreal de la depresión del Kurá en el plegamiento participan el piso bakinski y el tramo inferior del jazarski, al tiempo que en la parte axial de este pandeo incluso las capas jvalinskie están dislocadas con nitidez. Un cuadro plenamente análogo fue puesto en evidencia al otro lado del Caspio, en el Kopet-Dag, por I. A. Rezánov.

Según mostraron las investigaciones de R. Berman (fig. 172), la migración de formación de pliegues se manifestó de modo estrictamente regular en los Apeninos, así como también en todas las regiones plegadas.

Es necesario subrayar que la migración del engendramiento de los pliegues, al igual que la expansión de la zona de alzamiento abovedado, no se realiza de modo paulatino, sino a saltos, en tal caso el desplazamiento de la zona de formación de pliegues no abarca de una vez su ancho total, sino que con cierto recubrimiento. Como resultado cada franja del terreno no se somete al plegamiento de golpe, sino en varias secuencias, debilitando sucesivamente la intensidad de la formación de pliegues. Además, cuando el proceso de migración del plegamiento finaliza, es decir, por ejemplo, cuando toda la combadura entre montes se cubre de pliegues, la migración se puede reanudar, comenzando de nuevo en las vertientes de las principales elevaciones, con cierta desviación en comparación con la primera etapa, y propagándose de nuevo hacia el centro del pandeo. Es evidente que en tal caso tiene lugar una nueva etapa de la formación de pliegues que se desarrolla de modo análogo a la precedente. Si esta segunda etapa no tiene tiempo para alcanzar su terminación completa, en la parte central del pandeo las capas jóvenes, correspondientes a la última época de la formación de pliegues, quedarán inalteradas, pero al mismo tiempo en los depósitos iniciales de sus basamentos se pueden evidenciar pliegues.

Precisamente así son las cosas en los pandeos del Kurá, Terski y del Kubán Occidental en el Cáucaso. En sus partes centrales y en el borde meridional del primer pandeo el plioceno superior y el antropozoico yacen con un manto inalterado, por debajo del cual son evidenciados los pliegues sepultados en capas más antiguas del neógeno. Es obvio que a mediados del plioceno la formación de pliegues, que comenzó a fines del mioceno o incluso antes en los bordes de estos pandeos, los abarcó totalmente; después hubo una cierta pausa en el desarrollo de los pliegues (o extinción de su crecimiento), correspondiente al tiempo de precipitación de los sedimentos del plioceno superior y del cuaternario inferior (a trechos). A mediados del cuaternario la formación de pliegues en los pandeos del Kurá y parcialmente Terski se reanudó, pero para el tiempo presente no ha abarcado completamente estos pandeos, lo que explica el cuadro que observamos.

La marcha de desarrollo de la formación de pliegues, descrita y representada esquemáticamente en la fig. 173, nos da un criterio objetivo para destacar épocas de plegamiento independientes: *durante cada una de estas épocas ocurre una migración progresiva de la formación de pliegues en una dirección; la reanudación del engendramiento de pliegues en cercanía del eje del alzamiento significa el paso a la siguiente época de plegamiento.*

A la par con la migración de la formación de pliegues que va en cruce con el rumbo de la zona plegada, también se observa *su migración longitudinal*, que se expresa en el crecimiento sucesivo de los pliegues a lo largo de su rumbo en dirección desde el alzamiento transversal de toda la zona plegada hacia sus partes de hundimiento transversal, o sea, hacia los periclinales y las depresiones transversales. Este crecimiento longitudinal de los pliegues de ordinario es mucho más lento que la migración transversal del plegamiento.

De ejemplo puede servir de nuevo la depresión del Kurá. Si observamos la franja de pliegues que comienza en el oeste dentro de los límites de la cordillera Trialetski y prosigue después a lo largo de la costa derecha del río Iori, de la periferia meridional de las estepas de Adzhinourski y de la parte sureste de Shirván hasta el mar Caspio, veremos que en el oeste de esta franja, en la región de Gori, pliegues aislados surgieron ya a fines del cretáceo y terminaron su desarrollo en lo fundamental al finalizar el mioceno; más al este, en la región de Tbilisi el crecimiento de los pliegues se registra desde fines del paleógeno y se demora hasta el plioceno inclusive. Más al este, en el valle del río Iori

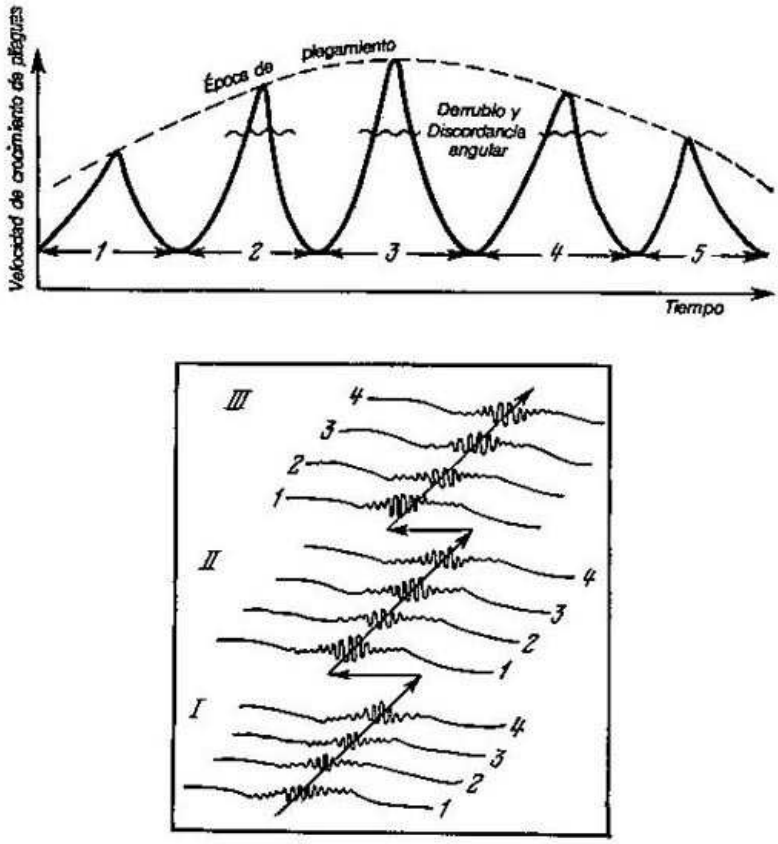


Fig. 173. Correlación de las fases y épocas del plegamiento en el tiempo y en el espacio

I, II, III—épocas; 1, 2, 3, 4, 5—fases de plegamiento

las primeras discordancias perceptibles surgen en la frontera entre el sarmatiense y el meótico, la principal formación de pliegues cae en el plioceno medio, finalizando el crecimiento de los mismos a principios del cuaternario. Aún más al este, en Adzhinour, el plegamiento principal data ya del medio cuaternario, en tanto que el crecimiento de los pliegues prosigue hasta la época actual. Finalmente, más cerca del mar Caspio y dentro de los límites del archipiélago de Bakú el desarrollo más intensivo de los pliegues se registra precisamente durante la segunda mitad del cuaternario y prosigue enérgicamente en la época contemporánea.

Las rupturas tectónicas, en particular, los corrimientos, manifiestan un rejuvenecimiento semejante a lo largo del rumbo. En la periferia austral de la

estructura plegada del Cáucaso Mayor, en la frontera del mismo con el pandeo entre montes del Kurá, se extiende una zona de grandes corrimientos. Sus eslabones más occidentales, o sea, los corrimientos Argunski y Orjevski, son de edad notoriamente preakchaguil, mientras que los orientales, o sea, el corrimiento Adzhichaiski y la fractura Aliatski, son seguramente no sólo postakchaguiles, sino que también postapsheronenses, y la última, además, posterior a la edad de Bakú.

En el transcurso del ciclo tectónico se opera no sólo la migración de las zonas de formación de pliegues y rupturas en el espacio, sino que también la sustitución regular de las alteraciones de un tipo morfológico y genético por las de otros. En el primer estadio del ciclo el hundimiento inicial del sistema geosinclinal va acompañado en sus bordes por las fallas normales escalonadas, por encima de las cuales se pueden formar los pliegues del llenado sedimentario. Al pasar al segundo estadio, el ambiente de tracción se sustituye por el de compresión; esta compresión transcurre sobre un fondo de predominio del hundimiento. Surgen los pliegues de compresión general, que se desarrollan despacio y de forma consedimentacional y heredan los pliegues originados por encima de las fracturas anteriores, en caso de que éstos existan. Al mismo tiempo puede comenzar la redistribución del material todavía plástico de la formación aspídica con su inyección en las zonas yacentes sobre fracturas bajo la acción de la presión alta anómala de los apretados estratos de fluidos y que engendran las estructuras de inversión en forma de nuevos anticlinorios de costura.

La formación de pliegues se intensifica bruscamente con el comienzo de la inversión general y al alcanzar esta última forma la elevación central, que será núcleo del futuro meganticlinorio. A profundidad, en el proceso de metamorfismo las rocas adquieren una plasticidad extremadamente alta y experimentan un plegamiento intensivo de flujo laminar. Luego la granitización «cementa» la masa plegada, la hace homogénea e imposibilita prácticamente un posterior arrugamiento menudo en la parte axial del alzamiento originado después de la inversión. Ahora el plegamiento se puede desarrollar sólo en las alas de la elevación central, complicadas por las fallas escalonadas e inclinadas hacia el eje del alzamiento. Las masas de formaciones aspídica y de flysch, yacentes aquí, se arrugan en pliegues pequeños y angostos en las condiciones de compresión general del sistema geosinclinal. A un aprieto brusco y descomunal se someten particularmente las masas amordazadas en las depresiones parciales, que se transforman en sinclinorios. En estas zonas se desarrolla un clivaje intensivo, se engendran los corrimientos. Entretanto en las antefosas de hundimiento continuo se desarrolla el plegamiento consedimentacional de apretadura, al que antecede parcialmente un plegamiento yacente sobre la fractura.

En el estadio final del ciclo, cuando el geoanticlinal posterior a la inversión, convertido en estructura plegada, adquiere un relieve montañoso de declives considerables, se originan las condiciones

favorables para el desarrollo del plegamiento de deslizamiento gravitacional y para la formación de los charriages de gravitación (mayormente). La estructura plegada del meganticlinorio toma su última forma, los pliegues se complican por corrimientos y mantos, se forman las fallas laterales conjugadas y ubicadas diagonalmente con respecto al eje de la estructura; la formación de pliegues prosigue en las depresiones de avanzada y entre montañas. La presencia habitual de las masas plásticas arcillosas y (o) salíferas de molasa inferior en sus secciones regenera el plegamiento de apretadura en plegamiento de impulso y, en particular, en plegamiento diapírico. Los núcleos de los anticlinales se complican por caballones, a la vez que sus bóvedas resultan quedar quebradas por escarpas de fallas epianticlinales. Las alas interiores de las depresiones de avanzada y las partes periféricas de las depresiones entre montañas a veces en lo sucesivo se incorporan cerca de la fractura en el plegamiento gravitacional, que se propaga desde las alas de los meganticlinorios colindantes.

Al mismo final del ciclo, la bóveda de la estructura montañosa de nuevo resulta en las condiciones de estiramiento y se complica por fallas que atraviesan los pliegues y corrimientos de origen anterior. Se forman los grabens o una alternación de los grabens y horsts. Cuanto más extensa es la bóveda, tanto mayor difusión cobran estos fenómenos; de ejemplo puede servir la estructura de la región de las Cuencas y Cordilleras en la parte más ancha de las Cordilleras Norteamericanas.

El cuadro que acabamos de presentar, por supuesto, es sólo un esquema, con respecto al que se pueden registrar diferentes desviaciones y divergencias; también son frecuentes los regresos a las formas de origen anterior. Como ejemplo de estos últimos se puede adelantar la incorporación de corrimientos en un plegamiento o el partimiento de las fallas normales por corrimientos de origen más tardío.

El rumbo de los pliegues en las zonas plegadas, la intensidad del plegamiento, la dirección de la vergencia se subordinan a ciertas leyes regulares, están vinculados de un modo determinado con la historia de la región geosinclinal, con el desarrollo de sus estructuras profundas. Estas regularidades fueron totalizadas por primera vez por V. V. Beloúsov y precisadas por el autor.

El rumbo de los pliegues, como regla general, es paralelo al rumbo de los contornos de las elevaciones y depresiones y, por consiguiente, a las isolíneas de las potencias de sedimentos de la época del crecimiento más activo de estos pliegues. En esencia esta regularidad fue evidenciada ya por A. P. Karpinski, quien señaló que de ordinario los pliegues se extienden en dirección paralela a las líneas costeras de las cuencas. Ella es de gran importancia para explicar los cambios de rumbo de los pliegues en tramos aislados de las zonas plegadas, así como también las discordancias de disposición de los pliegues en diferentes horizontes estratigráficos.

En algunos terrenos de las zonas plegadas se observa una desviación más o menos brusca con respecto al rumbo general de la zona, incluso aparecen pliegues transversales a este rumbo. En el Cáucaso semejantes pliegues se encuentran en el borde este de la depresión del Kubán Occidental, en el borde oeste del pandeo Kusaro-Divichinski, en las combas Agdzhakendski y Kazajski de la parte septentrional del Cáucaso Menor, en la cavidad de Najicheván en el sur de la Transcaucasia. Similares pliegues transversales, frecuentemente de forma de hemianticlinales («naricos estructurales») y hemisinclinales, son registrados en las premontañas septentrionales del Kopet-Dag, en el sudoeste de Francia, en el norte de la RFA y en las montañas Rocosas. Por lo común, resultan confinados a los cierres centroclinales de las depresiones o a los hundimientos transversales, a las depresiones transversales en forma de golfo de las elevaciones de origen posterior a la inversión, los cuales se caracterizan por una flexión correspondiente a las isolíneas de potencia de los conjuntos de estratos que llenan estas series de depresiones.

Como los contornos de las elevaciones y depresiones se modifican con la marcha de desarrollo de la región geosinclinal, entonces cambia respectivamente el rumbo de los pliegues, surgen las discordancias azimutales; además, el rumbo de los pliegues y corrimientos que corresponde a los contornos de las elevaciones y depresiones posteriores a la inversión, puede no coincidir con los contornos de las zonas estructurales de formación anterior a la inversión (faciales).

Los casos de este último género no son raros: los pliegues y corrimientos jóvenes atraviesan las fronteras de las zonas faciales de estructura más antigua de los Urales Meridionales (V. E. Ruzhentsev), en los Appalaches (J. M. Kay), en los Alpes Occidentales (R. Trümpy). De un modo singularmente brusco se manifiesta el cambio de rumbo de los pliegues en los hundimientos de las zonas plegadas. Así, en el Cáucaso Sudeste los pliegues del complejo prepliocénico tienen la orientación ONO—ESE, común para el Cáucaso, al tiempo que en los depósitos pliocénicos y cuaternarios el rumbo de los pliegues se hace de NNO—SSE, o sea, casi longitudinal. Los datos de la geofísica y del sondeo confirman la existencia, bajo el manto plioceno-cuaternario, de una prolongación de otra dirección, «caucásica» (fig. 174). Esta reorientación de los pliegues está vinculada a la intensificación de los hundimientos de la depresión Caspia submeridional, que comenzó en el mioceno tardío. En algunas regiones del Cáucaso Sudeste (el Kobistán central y septentrional) la interferencia de dos direcciones de plegamiento, más tardía y más antigua, ha creado un cuadro muy confuso y complicado de disposición de los pliegues.

En el ejemplo dado la orientación de los pliegues cambió dentro del ciclo, al pasar de su tercer estadio al cuarto. Naturalmente, el cambio es más brusco al pasar de un ciclo a otro: así, en el Kazajstán Central, en particular en el distrito de la divisoria de aguas de Sarisu-Teniz, los pliegues y desgarramientos caledonianos se subordinan a un rumbo próximo al longitudinal, en tanto que los hercinianos al latitudinal.

En todos estos ejemplos un plegamiento más tardío es *superpuesto* con respecto a uno más antiguo. El *plegamiento superpuesto* se debe distinguir del *plegamiento transversal*, coetáneo con el plegamiento de dirección predominante y suplementario con respecto al mismo. A su vez el plegamiento transversal se puede manifestar en dos formas: en forma de los ya mencionados pliegues transversales de las zonas de depresiones transversales y cierres de depresiones longitudinales, y en forma de doblamientos transversales de las charnelas de los pliegues. Semejantes inflexiones se manifiestan de modo más

patente en las zonas de hundimiento transversal de un país plegado, donde a la par con la principal dirección de compresión tangencial se patentiza el apretamiento a lo largo del eje de este territorio plegado. Esto provoca la conversión de los pliegues lineales en braquipliegues e incluso en pliegues cupuliformes; con el aumento de la profundidad de las depresiones transversales, la ondulación transversal de las charnelas se sustituye por un plegamiento de dirección transversal.

La circunstancia de que el rumbo de los pliegues, como regla, corresponde al rumbo de las isolíneas de potencia de los sedimentos,

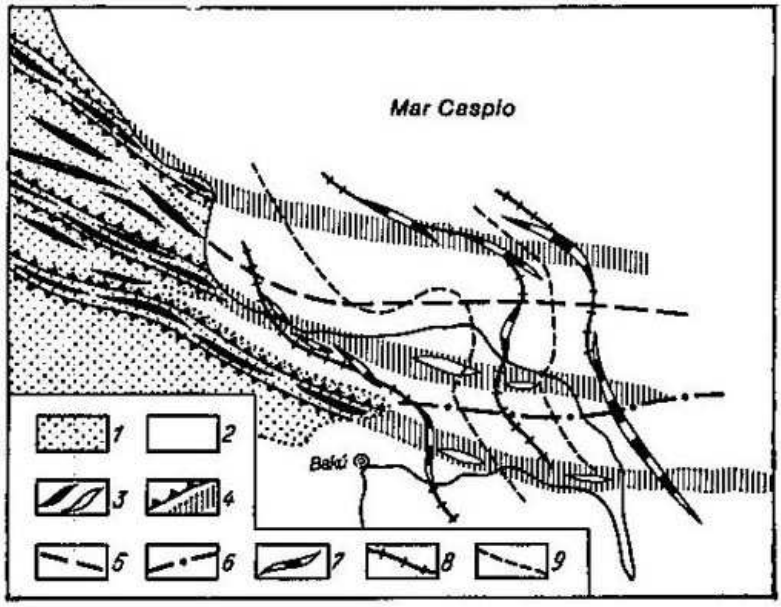


Fig. 174. Correlación de los plegamientos del plioceno-mioceno y del plioceno-antropógeno en la región de la península de Apsherón (según B. V. Grigoriants)
1—piso estructural inferior (paleogeno-miocénico); *2*—piso estructural superior (plioceno-antropógeno); *7*—anticlinales del piso estructural inferior; *a*—desnudos; *b*—sepultados; *4*—fajas anticlinales del piso estructural inferior: *a*—tramos desnudos, *b*—tramos sepultados; *5*—eje del máximo gravitacional Dibrarskaia; *6*—eje del mínimo gravitacional Kalinski; *7*—anticlinales del piso estructural superior; *8*—ejes de las fajas anticlinales del piso estructural superior; *9*—ejes de las fajas sinclinales del piso estructural superior

sincrónicas con el tiempo de su crecimiento, nos da un criterio complementario para la determinación de la edad de un plegamiento. Además, ésta nos permite precisar la idea de las épocas de formación de pliegues: durante cada época aislada el plan estructural general de formación de pliegues y, respectivamente, la orientación de los pliegues quedaron prácticamente invariables; al pasar de una época a la siguiente, el plan pudo cambiar más o menos bruscamente.

Aplicando el criterio de paralelismo de los ejes de los pliegues a las isolíneas de potencia de los depósitos sincrónicos de sus crecimientos para establecer la edad de los pliegues de la región de Sarátov del Volga, K. A. Mashkóvich esclareció que el rumbo de algunos pliegues anticlinales corresponde a la dirección de las isópacas del devónico carbonífero. Por el contrario, las direcciones de otras estructuras locales cortan las isópacas del devónico carbonífero, pero resultan paralelas a las isópacas de la masa sobreverítica del carbonífero (fig. 175). Por fin, aquí existen estructuras cuyo rumbo no corresponde al plano tectónico

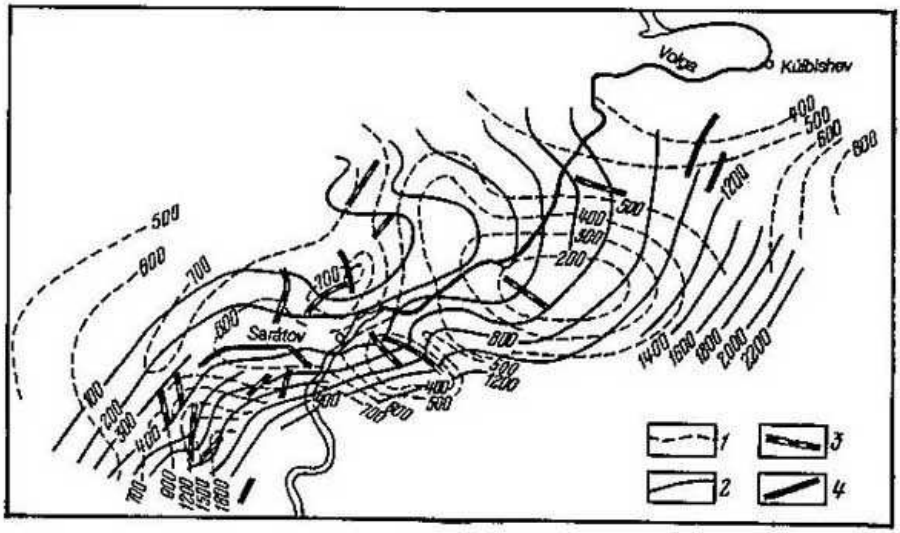


Fig. 175. Enlace entre el rumbo de los pliegues y las isolíneas de potencia en la región de Sarátov del Volga (según K. A. Mashkóvich)

1—isolíneas de potencia del devónico carbonatado; *2*—ídem de los sedimentos sobre vireuxianos del carbonífero; *3*—*4*—rumbo de los cabalfones y de las elevaciones locales de las edades carbonífera y devónica

del devónico ni al plano tectónico del carbonífero; ellos, evidentemente, surgieron más tarde. Sin embargo, se deben tener en cuenta las eventuales desviaciones de la regularidad en cuestión. Primeramente, sobre las fracturas transversales del fundamento en la cobertura sedimentaria pueden surgir pliegues yacentes sobre falla, también transversales al rumbo general de las estructuras profundas. En segundo lugar, como sobre el desarrollo ulterior de los pliegues influye de modo substancial la disposición inicial de los mismos, la ubicación de los pliegues a niveles estratigráficos más altos puede no coincidir con el plano estructural del tiempo de acumulación de sedimentos más jóvenes, sino que representar algo intermedio entre este plan y el plan del tiempo de formación de los pliegues.

Examinemos ahora los factores que determinan la inclinación de los pliegues y de los planos de corrimiento, es decir, la vergencia (en alemán, «Vergenz») de las zonas plegadas. Como regla, *la inclinación de los pliegues y el movimiento según los corrimientos están dirigidos desde las elevaciones a las depresiones, es decir, se orientan en dirección del crecimiento de la potencia de la serie de estratos, cuyo acopio corresponde al tiempo principal de desarrollo de los pliegues y (o) corrimientos.* Esta ley se manifiesta tanto con respecto a los pliegues aislados como a anticlinorios y sinclinorios enteros.

El anticlinal Kounskaia del Cáucaso Sudeste y el anticlinal de Siete Montes del Cáucaso Noroeste en toda su extensión varían más que una vez la inclinación de la superficie axial en dependencia de cuál de las muldas aledañas resulta la más profunda en la sección dada. Sobre las alas de los anticlinorios y meganticlinorios los pliegues de ordinario se vuelcan y corren en dirección de las depresiones confinantes, como depresiones de avanzada y entre montañas, en tal caso prevalece la inclinación hacia la depresión más profunda y de origen más antiguo. Así, los Cárpatos Orientales manifiestan preponderantemente una vergencia septentrional y oriental, o sea, en dirección del pandeo Pericarpático, que se ha desarrollado desde el mioceno. El sistema de las cuencas transcarpáticas, que surgió en la retaguardia del arco Carpático en el mioceno medio y que es de menor profundidad, no ejerció gran influencia sobre la dirección de vergencia. El Cáucaso Mayor en su parte central se distingue por el predominio de la vergencia unilateral meridional, en dirección de los pandeos entre montes del Kurá y del Rión, ya que en este segmento las antefosas faltan o poseen poca profundidad. Pero en dirección de ambos hundimientos la estructura del meganticlinorio se hace cada vez más simétrica, en forma de abanico, debido a la profundización de las antefosas en estas direcciones.

En algunas ocasiones una textura inicialmente simétrica puede pasar a ser asimétrica y viceversa. Así, la estructura del Cáucaso Mayor en Osetia, según los depósitos prekellovianos aparece suficientemente simétrica: en el ala austral de la estructura plegada predomina el movimiento de las masas hacia el sur, en el ala norteña se observa el volcamiento de las capas hacia el norte. Pero las formaciones jóvenes de ambas alas muestran básicamente una vergencia meridional. Por otra parte, el anticlinorio de Kajetia de la vertiente austral del Cáucaso Mayor, por lo visto, fue constituido originariamente de modo monovergente, con la inclinación general hacia el sur. No obstante, el surgimiento de la depresión Alazano-Agricháiskaia en la retaguardia del anticlinorio de Kajetia, causó el volcamiento de los pliegues del ala nórdica del anticlinorio en dirección de la depresión.

Del modo más vivo el cambio de vergencia se manifiesta en los Alpes Occidentales. Según la opinión de todos los investigadores, esta estructura de recubrimiento plegado en todo su ancho actual se caracterizó originariamente por el movimiento de las masas hacia el oeste (NO, SO). Pero después de formada la depresión Padánskaia, una gran parte oriental de dicha estructura cobró la vergencia inversa, oriental, con los corrimientos en la respectiva dirección. En la literatura francesa (F. Ellenberge, M. Lemoine y otros) este fenómeno recibió el nombre de *retrocharriage*. Los elementos del retrocharriage también se evidencian en la estructura de los Cárpatos Soviéticos, en la frontera con el pandeo Transcarpático.

No siempre, ni mucho menos, la disconformidad entre la vergencia y la distribución contemporánea de las elevaciones y depresiones, así como también el desacuerdo con respecto a la correlación de profundidad de estas últimas, se explican por los cambios transcurridos durante el desarrollo de la región geosinclinal. Existe un tipo de pliegues que no obedece en absoluto a la regla expuesta más arriba: los pliegues por inyección. Recordemos que los pliegues de dicho tipo se originan debido al estrujamiento de las masas plásticas de debajo de los sinclinales hacia adentro de las bóvedas anticlinales y las cavidades de las fallas. Si uno de los sinclinales confinantes es mucho más profundo, entonces en la bóveda del anticlinal separador predominará la impulsión por parte del sinclinal profundo, lo que producirá un alabeamiento y, a veces, un corrimiento del núcleo del anticlinal en dirección del sinclinal opuesto. De esta forma, merced a este mecanismo en grandes pandeos llenos de potentes masas de rocas de alta plasticidad surge la vergencia dirigida hacia los bordes de las depresiones y de las estructuras montañosas que las orlan. Precisamente de este modo V. N. Briujánov y L. N. Smirnov han explicado la inclinación de los pliegues de Ferganá y del Daguestán Litoral en dirección del franjeamiento montañoso. Propusieron una explicación análoga M. G. Agabékov para los pliegues de la región Apsheronense y V. I. Shevchenko para la Osetia Septentrional. La corriente «centrífuga» del material plástico en las depresiones de tectónica salina

es demostrada de modo convincente por la brusca disminución de la potencia de la sal en el centro de estas depresiones.

La tercera ley que vincula el carácter del plegamiento con el desarrollo de las estructuras profundas, reside en que *la intensidad de plegamiento se determina en alto grado por la envergadura de los movimientos ondulatorios profundos, expresada en la potencia de los sedimentos de las depresiones y, sobre todo, en el gradiente de potencia de los sedimentos coetáneos con la formación de los pliegues.* La dependencia de la intensidad de plegamiento con respecto a la potencia de sedimentos, es decir, de la magnitud del hundimiento, se ve de un modo palmario comparando las sineclisas platafórmicas de diversa profundidad. En tales sineclisas suaves, como la Báltica de la plataforma Europea Oriental o la sineclisa del golfo de Hudson de la plataforma Norteamericana, las capas que las llenan están afectadas sólo por un plegamiento extremadamente suave. En las depresiones profundas del tipo de las sineclisas Moscovita, de Michigán y de Illinois, el plegamiento está expresado ya de modo más patente. En la depresión de Uliánovsk-Sarátov y, en general, en el este de la placa Rusa, así como también en el sur de la plataforma Norteamericana, donde ocurrió un hundimiento aún más considerable, la intensidad del plegamiento sigue aumentando.

Empero la comparación con las regiones geosinclinales muestra que *la intensidad del plegamiento depende no sólo de la magnitud del hundimiento.* En las regiones geosinclinales encontramos pandeos que no son tan profundos como algunos platafórmicos, pero que en cambio son más estrechos, además, su plegamiento es mucho más tensado y complicado que en estos últimos. Basta con comparar la estructura plegada de la sineclisa Precaspiana, presentada no más que por domos salinos aislados, con la estructura del Donbás o la estructura del litoral Atlántico y del litoral del golfo de México en los EE.UU. con la estructura de las cuencas de Anadarko o de Ardmor. En el angosto graben de Cheliábinsk la potencia de los depósitos del Trías y del sistema jurásico inferior es de 2,5 km escasos, mientras que el plegamiento es de gran intensidad. Estos ejemplos testimonian de forma convincente sobre la gran importancia de los *gradientes* de movimiento y de los cambios de potencia de los sedimentos que los expresan. Tal vez esto se ve de forma más palmaria en el ejemplo de las antefosas y de algunas depresiones entre montañas, para cuyas alas la magnitud del hundimiento es la misma, pero el ala ancha y de poco delive posee un plegamiento débil del tipo platafórmico, mientras que para la otra ala es estrecho, abrupto y manifiesta un intenso plegamiento de carácter geosinclinal.

A la par con la magnitud y el gradiente del hundimiento, *sobre la intensidad del plegamiento también influye de modo esencial el desnivel de la elevación posterior a la inversión,* es decir, la envergadura total de los movimientos. Precisamente debido a estas elevaciones el plegamiento de deslizamiento gravitacional se sobrepone comple-

mentariamente a los plegamientos de otros tipos y complica la estructura general. Así, la potencia del mesozoico de los contrafuertes sudoestes de la cordillera de Guissar no difiere de la potencia del mismo complejo de la franja del Amú-Dariá, pero los intensos alzamientos del neógeno y cuaternario condicionaron en alto grado una tensión mucho mayor del plegamiento.

En las estructuras plegadas de complicada deformación la intensidad del plegamiento a veces no manifiesta una dependencia directa de la fuerza de los hundimientos y de la potencia o la composición litológica (véase más abajo) de los depósitos arrugados, ni del desnivel y gradiente de la elevación orogénica y, evidentemente, *de la magnitud de la compresión tangencial de todo el sistema de plegamiento.* Como ejemplo pueden servir los pliegues subalpinos situados cerca de la frontera entre Francia y Suiza y luego las montañas Jurásicas hasta su extinción en cercanías del lago de Badén. La potencia de los depósitos en esta extensión disminuye con rapidez, mientras que la intensidad de plegamiento permanece aproximadamente igual (R. Trümpy). También es significativa la discordancia señalada más arriba entre los rumbos de las zonas plegadas y de formación estructural.

Además de estos factores externos, la intensidad del plegamiento también se determina por el material que toma parte en el plegamiento de las capas. Basta con comparar la estructura de la cuenca del Dniéper-Donetz con su tectónica salina, debida a la presencia de masas salíferas devónica y pérmica en la sección, con la estructura de la depresión costera del mar Negro, cuyas capas descansan de modo suave monoclinal, o las estructuras de los litorales del golfo de México y del Atlántico de los EE.UU. La constitución de plegamiento relativamente complicada de las montañas Jurásicas, de Provance y Atlas está vinculada, sin duda alguna, con el hecho de descanso de la masa salífera triásica de alta plasticidad en el basamento de la cobertura sedimentaria. De esta manera, la elevada plasticidad de los sedimentos contribuye a la complicación del plegamiento, a la vez que una menor plasticidad, a su simplificación. Además, si es justa la suposición acerca del papel generador de pliegues de las altas presiones anómalas de los estratos que se desarrollan en las masas arcillosas, el elevado contenido de las arcillas en la sección también debe ser un factor que conduzca a la formación de un plegamiento de mayor tensión.

La forma y las dimensiones de los pliegues dependen en medida decisiva de la composición litológica de las capas participantes del plegamiento y, ante todo, de su plasticidad relativa y del carácter de alternación de las rocas de mayor y menor plasticidad en la sección, así como también de la potencia total de la masa sedimentaria. Cuanto más delgadas son las capas y más plástica es la masa sedimentaria dada, tanto más menudas y bruscas flexiones de plegamiento puede formar dicha masa. Por eso, los pliegues singularmente diminutos, apretados y agudos, en particular, isoclinales, se regis-

tran en las series de arenas y esquistos de formación aspídica y en el flysch. Las masas sedimentarias integradas de calizas masivas, areniscas o saturadas con intercalaciones potentes de las mismas, así como las series vulcanógenas, forman pliegues grandes y extensos, flexiones longitudinales de alternación correcta. A veces la forma de pliegues resulta er arqueta o quilla, pero la última se registra con más frecuencia al aparecer un conjunto de elevada plasticidad en la parte inferior de la sección. Al descansar los conjuntos de alta plasticidad más cerca de la superficie, el plegamiento cobra forma de cresta y en resumidas cuentas se desarrollan los fenómenos de diapirismo, pero bajo el piso de la serie de alta plasticidad la estructura se simplifica. En las masas metamórficas la complicación del plegamiento alcanza su límite; grandes formas son complicadas por las menudas, incluso por micropliegues.

Las diferencias de plasticidad se manifiestan de modo más patente en las zonas de plegamiento intensivo moderado: en las depresiones platafórmicas profundas, en las antefosas, en las depresiones entre montañas y otras combas de origen geosinclinal tardío, en los hundimientos de los meganticlinorios. En las zonas del plegamiento más intensivo el papel de las diferencias litológicas se reduce a la nada, la deformación se hace casi homogénea. Esto se refiere, sobre todo, al plegamiento metamórfico, que se desarrolla por el efecto de alta temperatura y actividad elevada de los fluidos en las condiciones de una plasticidad extremadamente alta. Sin embargo, incluso en estas condiciones, diferentes rocas se comportan de modo variado, lo que es atestiguado por el fenómeno de boudinaje. En las regiones de desarrollo de plegamiento platafórmico suave las diferencias litológicas no tienen valor esencial, excepto en los casos de desarrollo de las masas salíferas.

Cambio de forma de los pliegues durante el período de su desarrollo. Dislocación de las bóvedas. Las observaciones en las depresiones de avanzada y entre montañas de Ferganá, del Kurá y de la Mesopotamia mostraron que a medida que se intensifica el plegamiento, las elevaciones cupulares se vuelven braquianticlinales y las braquianticlinales, fundiéndose entre sí, lineales. En tal caso las elevaciones cupulares y braquimórficas que quedaron fuera de las fajas de formación de los pliegues lineales, cesan en su crecimiento y se convierten en estructuras sepultadas. Por lo visto, este proceso es típico para las zonas de desarrollo del plegamiento de impulso, ya que éste es análogo a la transformación de los domos salinos, en el estadio tardío de desarrollo, en caballones salinos. Es evidente que, siendo débil la manifestación del alzamiento de los núcleos de los pliegues de impulso, este alzamiento se opera de modo disperso, en puntos aislados; con la intensificación de los movimientos transcurre ya en forma lineal. Como reflejo de esta reestructuración sirven los grandes pliegues anticlinales observados en las regiones de desarrollo del plegamiento diapírico, fuertemente alargados y complicados en su parte abovedada por varios abultamientos cupuliformes

diminutos. Estos últimos, según los datos del levantamiento geológico, se tomaron por elevaciones independientes, pero el sondeo y la prospección sísmica permitieron establecer que son una complicación de estructuras más grandes.

Si el crecimiento de los pliegues se suspende por algún tiempo o se extingue, al reanudar éste a principios de la siguiente época de plegamiento el proceso de nuevo comienza con la formación de

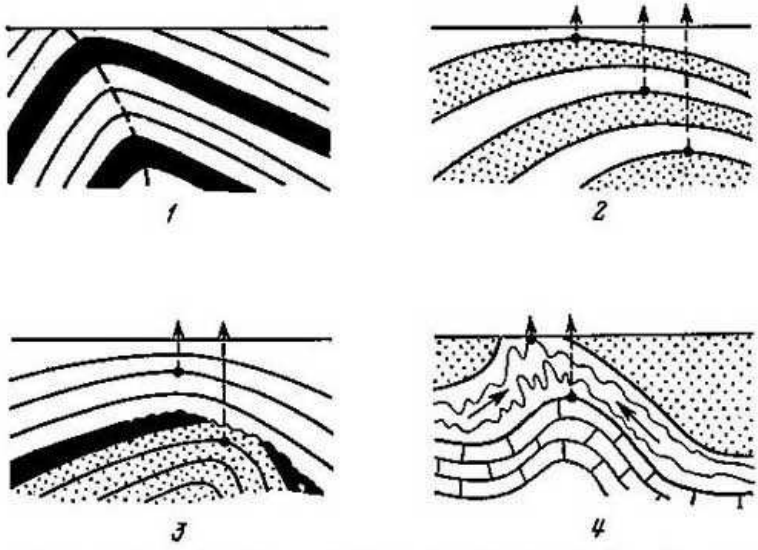


Fig. 176. Tipos principales del traslado de las bóvedas de los pliegues anticlinales

1—en los pliegues asimétricos paralelos; *2*—relacionado con los cambios regionales de las masas sedimentarias; *3*—relacionado con el derrubio de la bóveda en el período de crecimiento del pliegue; *4*—como consecuencia de la redistribución de rocas de alta plasticidad

elevaciones cupuliformes o braquianticlinales. De esta forma, sobre el plegamiento lineal de las capas antiguas se dispone el plegamiento braquiforme o discontinuo de capas más jóvenes. Esto provoca discordancias azimutales en los extremos periclinales de las elevaciones de horizontes más jóvenes.

Los fenómenos descriptos son sólo manifestaciones privativas del proceso general de reorganización de la estructura plegada, motivado por el prolongado desarrollo polifásico continuamente interrumpido de los pliegues. Una de las consecuencias más importantes de esta reestructuración es la dislocación de las bóvedas de las elevaciones anticlinales al profundizarse. Semejante dislocación es registrada en muchas regiones petrolíferas y gasíferas, tanto platafórmicas como geosinclinales; esto debe ser tenido en cuenta sin falta durante la prospección de los depósitos de gas y petróleo, regularmente confinados a las partes más elevadas de los pliegues.

Las causas concretas del traslado de las bóvedas son muy variadas, pero se pueden reducir a unas cuantas principales (fig. 176).

1. *Desplazamiento de la bóveda en los pliegues paralelos y asimétricos.* Esto es un desplazamiento suave ordinario de las inflexiones abovedadas en dirección de las alas de poco declive de los anticlinales en concordancia con la inclinación de la superficie axial de éstos.

2. *Desplazamiento de la bóveda debido a los cambios regionales de potencia de la masa sedimentaria.* La bóveda del pliegue en horizontes más profundos resulta desplazada en dirección de la disminución regional de potencia, es decir, en dirección ascendente por el alzamiento regional de los estratos. En tal caso el desplazamiento se puede operar tanto a lo largo del eje del pliegue (el desplazamiento longitudinal), como en dirección transversal (la dislocación transversal), según sea la orientación del pliegue con respecto al plano regional de cambio de las potencias. Un brillante ejemplo de la dislocación longitudinal es la elevación Kalinskoe de la península Apsheronense: aquí la bóveda está desplazada en los horizontes basales de la masa productiva (el plioceno medio) a 8 km con respecto a la bóveda de la parte superior del piso apsheronense. La vecina elevación Surajanskoe muestra una dislocación transversal de la bóveda de 0,75 km en la serie inferior de la masa productiva en comparación con la bóveda del apsheronense. Las dislocaciones de este tipo son registradas en las partes de borde de la cuenca de Ferganá, en la región del Volga-Ural (el carbonífero y el pérmico) y algunas otras regiones.

Al cobijar al plegamiento platafórmico una inclinación regional brusca, las elevaciones cerradas se pueden convertir en abiertas, es decir, «narices estructurales» (hemianticlinales). La inclinación regional en este caso hace volver las capas a la posición horizontal en los hundimientos de elevaciones originarias dirigidos hacia arriba a lo largo del alzamiento, o a veces les comunica un declive inverso. Semejantes ejemplos de «disolución» de las estructuras son descriptos para la región de Sarátov. Por otra parte, la superposición de la inclinación regional puede causar un efecto contrario: convertir la terraza estructural, una flexura o incluso simplemente un lentejón con un aumento local de potencia de los sedimentos en una elevación anticlinal cerrada (fig. 177).

3. *Desplazamiento de la bóveda debido a su derrubio en el período de crecimiento del pliegue (posterior a la erosión).* En aquellas ocasiones cuando la elevación en crecimiento es asimétrica y su bóveda sale de tiempo en tiempo sobre el nivel del mar y se somete al derrubio, la denudación afectará en gran medida el ala abrupta del pliegue, la parte más elevada de la estructura se desplazará de modo hipsométrico a su ala de poco declive, lo que se observa en las colinas anticlinales contemporáneas de Ferganá o de la depresión del Kurá. Al reanudar el hundimiento y acumulamiento sedimentario y al proseguir el crecimiento del pliegue, la inclinación de las capas que se depositan primeramente hereda la saliente surgida del relieve (el fenómeno de revestimiento) y, por consiguiente, la inflexión anticlinal de estas capas cubrirá el ala poco inclinada del pliegue enterrado. En lo sucesivo la acumulación de sedimentos empareja los

accidentes del relieve y, si el centro de crecimiento de la elevación no ha cambiado de posición, la bóveda de las capas superiores volverá poco a poco a su postura inicial (anterior a la pausa).

Semejante desplazamiento de la bóveda en las capas superiores a la interrupción en dirección del ala poco inclinada de los depósitos anteriores a la solución de continuidad es un fenómeno bastante difundido y registrado en las depresiones de Ferganá y del Kurá, en el Cáucaso Sudeste y en Albania, en la región Media del Volga y en la cuenca de Michigán de los EE.UU.

Una variedad especial del desplazamiento posterior a la erosión se observa en aquel caso cuando la bóveda derrubiada del pliegue de origen anterior a la

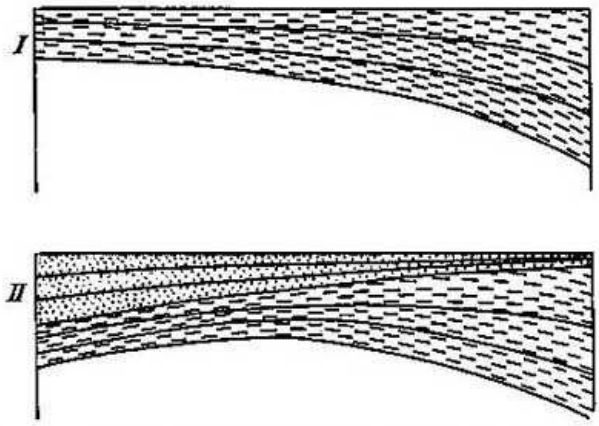


Fig. 177. Esquema de formación del «seudoanticlinal» como resultado del cambio de la inclinación regional de las capas

pausa se perturba por una fractura durante la solución de continuidad. En estas condiciones la inflexión abovedada de la parte inferior de la serie sedimentaria posterior a la pausa se aloja inmediatamente por encima de la fractura (o por encima del borde del ala emergida según la fractura) y sólo después se aleja paulatinamente en dirección del ala suave. Esta variedad de los desplazamientos es típica para una serie de elevaciones de la sineclisa de Illinois de la plataforma Norteamericana.

4. *Desplazamiento de las bóvedas como consecuencia de un plegamiento discordante.* Siendo elevada la plasticidad de la parte media de la sección de una serie, surge una discordancia considerable entre la disposición de los pliegues de esta serie y de las capas suprayacentes por un lado, y el orden de los pliegues de los depósitos subyacentes, por otro. En algunas regiones la falta de armonía llega a que los anticlinales de una serie de mucha plasticidad resultan situados por encima de los sinclinales de las capas subyacentes y, viceversa; esto está vinculado con el flujo de masas singularmente plásticas de debajo de los sinclinales más profundos. Esto se observa en la parte meridional de la antefosa Uralense (los anticlinales del Kungur salífero se hallan por encima de los sinclinales de las capas artinskenses y otras antiguas) y en la depresión de la Mesopotamia del Irán Sudoeste (los anticlinales de calizas Asmari del oligoceno y el mioceno inferior se

encuentran bajo los sinclinales de la serie Fars con contenido de yeso del mioceno medio y superior).

Estas son las causas principales de los cambios de posición de las bóvedas de los pliegues a diversos niveles estratigráficos. El panorama real de las interrelaciones entre las estructuras plegadas de las capas de diferente edad resulta aún más complicado, ya que algunos pliegues patentizados marcadamente en las capas antiguas desaparecen en las jóvenes y, viceversa, en estas últimas cobran desarrollo los pliegues que faltan a grandes profundidades.

En particular, si la bóveda de una elevación está derrubiada y cubierta por una joven serie transgresiva, en las capas de esta serie en una de las alas del pliegue magistral puede formarse un anticlinal «secundario», como si fuese adosado al magistral, en tal caso en las capas superiores este pliegue secundario resulta expresado de modo mucho más brusco que el magistral. Semejantes pliegues adosados pueden surgir también en los monoclinales, es decir, en los taludes de las elevaciones regionales, así como también en las alas de los pliegues separados por fracturas (fallas normales e inversas). Pliegues secundarios adosados a las fallas, se conocen en la depresión de Ferganá (el Alamishik Meridional y otros) y en la depresión del Kurá (Babazanán).

La causa más común e importante de la diferencia existente entre los planos de plegamiento de las capas de diversa edad es la reorganización del plano de estructura regional, de la que ya tratábamos más arriba. Con esto, unos pliegues de origen anterior tienen una correspondencia mayor con el nuevo plano y su crecimiento se intensifica, mientras que el desarrollo de otros pliegues, de disposición menos favorable, por el contrario, va frenándose, se extingue y ellos pueden ser aplastados o incluso absorbidos por las elevaciones colindantes. Por ejemplo, esto sucedió con la elevación Buzovnínskoe en la parte septentrional de la península Apsheronense: se desarrolló enérgicamente hasta los mediados del plioceno medio, pero después cesó de súbito su desarrollo mientras que la joven elevación vecina de Mardakiani siguió creciendo. El anticlinal de Mardakiani durante el plioceno tardío y el antropógeno dejó atrás en el ascenso al Buzovnínskoe, el cual se convirtió en una elevación sepultada por el sinclinal conjugado con el anticlinal de Mardakiani.

En las cuencas petrolíferas y gasíferas donde es de importancia singular conocer el grado de ostentación de los pliegues a diferentes profundidades, se distinguen los siguientes tipos de sus interrelaciones:

1) los pliegues expresados en el relieve de la superficie del fundamento y a todos los niveles de la cobertura sedimentaria: a) sin desplazamiento de la bóveda, b) con desplazamiento de la bóveda;

2) los pliegues expresados en el relieve de la superficie del fundamento y en los horizontes inferiores de la cobertura, pero que se extinguen en la dirección ascendente;

3) los pliegues no expresados en el relieve del fundamento y en los horizontes inferiores de la cobertura y aparecidos a cierto nivel

dentro de los límites de la propia cobertura (los llamados pliegues «*sin raíz*» o «suspendidos»).

La procedencia de los pliegues de este último tipo es variada. Algunos de ellos se ubican por encima de los pandeos profundos en forma de graben del fundamento y surgen como consecuencia del cambio de signo de los movimientos del fondo del pandeo, es decir, de la inversión. Estos pliegues de inversión no están patentizados en los horizontes inferiores de la cobertura, puesto que la magnitud del alzamiento aquí es menor que la del hundimiento antecedente. Ellos son exteriorizados en la estructura de aquellos horizontes que se han depositado luego de que comenzaran los movimientos ascendentes. Tomando en consideración la altura relativamente pequeña de muchos anticlinales similares (unas pocas decenas de metros) y la gran potencia de la sección sedimentaria, también es de creer que, aumentada la carga, la flexión anticlinal puede allanarse con la profundidad, despachurrarse y por lo tanto desaparecer. De esta manera, la falta de «raíces» de los pliegues de este género resulta sólo aparente, secundaria. Esta explicación es aplicable, en particular, al anticlinal Anastásievsko-Tróitskaia, situado en la zona axial de la combadura frontal del Kubán Occidental y extinguido, según los datos sísmicos, a una profundidad de 5 km en los depósitos paleogénicos, tanto más, si atendemos a que el propio eje de la depresión debe coincidir con una falla grande del fundamento. Algo semejante puede tener lugar asimismo en cuanto a la estructura del lecho yacente bajo la sal en algunos domos salinos, que se encuentran en la parte central de las depresiones sinclinales. En otras ocasiones los pliegues sin raíz son pliegues de impulso que se desarrollan de las capas de alta plasticidad, pliegues de adosamiento o, finalmente, pliegues de procedencia endógena: de compactación, de revestimiento, de abultamiento, etc. Algunos de estos pliegues, posiblemente muchos, surgieron como consecuencia de una superposición de la inclinación regional inversa sobre las flexuras (véase más arriba), por ejemplo, en la región de Volgogrado y en otros distritos de la placa Rusa (A. I. Mushenko).

Bibliografía

Procedencia del plegamiento

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2-ое. Изд-во МГУ, 1966. Глава V. (*Azhgiréi G. D.* Geología estructural.)

Асланян А. Т. Теория тектонической деформации Земли. Изд-во АН Арм. ССР, 1955. (*Aslanián A. T.* Teoría de la deformación tectónica de la Tierra.)

Белоусов В. В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1969. (*Beloúsov V. V.* El plegamiento y los tipos principales de las deformaciones tectónicas.)

Белоусов В. В. (*ред.*) Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., изд-во «Недра», 1970. (*Beloúsov V. V.* (*red.*) Ensayos de geología estructural de las masas de dislocación complicada.)

Белоусов В. В. и *Кириллова И. В.* (*ред.*). Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования (сборник статей). Изд-во АН СССР,

1962. (*Beloúsov V. V.* y *Kirílova I. V.* (*red.*). Deformaciones plegadas de la corteza terrestre, sus tipos y el mecanismo de formación.)

Бобров Ю. П. Структуры уплотнения. Изд-во Саратовск. ун-та, 1968. (*Bobrov Yu. P.* Estructuras de compactación.)

Бронгулеев В. В. Проблемы складкообразования в земной коре. М., изд-во «Недра», 1967. (*Brongulléiev V. V.* Problemas del plegamiento de la corteza terrestre.)

Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., изд-во «Недра», 1966. (*Vijert A. V., Lébedeva N. B., Bashílov V. I.* Tipos, historia y mecanismo de formación del plegamiento del Cáucaso Sudeste.)

Волин А. В. Гравитационный тектогенез и тектоника истечения. «Советская геология», 1959, № 8. (*Volín A. V.* La tectogénesis gravitacional y la tectónica de derrame.)

Гогель Ж. Основы тектоники. М., изд-во «Мир», 1969. Глава X. (*Goguel J.* Elementos de la tectónica.)

Дедков А. П., Бастраков Г. В. Экзотектоническая складчатость Русской платформы. Изд-во Казанск. ун-та, 1967. (*Dedkov A. P., Bastrakov G. V.* Plegamiento exotectónico de la plataforma Rusa.)

Долицкий А. В. Механизмы образования мелких складок и их генетические типы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1962. (*Dolitski A. V.* Mecanismos de formación de los pliegues diminutos y sus tipos genéticos.)

Деллмас К. Ф. Основные черты развития бассейна в связи с распространением нефти. В кн. «Распространение нефти». Гостоптехиздат, 1961. (*Dellmas K. F.* Caracteres principales de desarrollo de la cuenca relacionados con la difusión del petróleo.)

Ержанов Ж. С., Егоров А. К. Теория складкообразования в толще горных пород. Алма-Ата, изд-во «Наука», Каз. ССР, 1968. (*Erzhanov Zh. S., Egórov A. K.* Teoría del plegamiento de las masas de rocas.)

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., изд-во «Недра», 1969. Главы VI и V. *Kosíguin Yu. A.* Tectónica.)

Косыгин Ю. А. и *Магницкий В. А.* О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1948. (*Kosíguin Yu. A* y *Magnítski V. A.* Acerca de las formas eventuales de los enlaces geométrico y mecánico entre los movimientos verticales primarios, el magmatismo y la formación de los pliegues.)

Михайлов А. Е. Классификация эндогенной складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 1958. (*Mijáilov A. E.* Clasificación del plegamiento endógeno.)

Мушенко А. И. О строении и образовании куполов Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1961. (*Mushenko A. I.*) Sobre la constitución y formación de los domos de la plataforma Rusa.)

Паталаха Е. И. Классификация складок, кливажа и сланцеватости. Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 22, 1971. (*Patalaja E. I.* Clasificación de los pliegues, del clivaje y la esquistosidad.)

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Межд. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960. (*Péive A. V.* Fallas y su papel en la constitución y el desarrollo de la corteza terrestre.)

Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., изд-во «Мир», 1970. (*Ramberg J.* Simulación de las deformaciones de la corteza terrestre con el empleo de la centrífuga.)

Розанов Л. Н. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Гостоптехиздат, 1957. (*Rozanov L. N.* Historia de formación de las estructuras tectónicas de Bashkiria y de las regiones colindantes.)

Ситтер Л. У. де. Структурная геология. ИЛ, 1960, Главы 13—19 и 23. (*Sitter L. U. de.* Geología estructural.)

Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по

генетическим признакам. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 158, 1954. (*Suvórov A. I.* Zonificación tectónica de la depresión de Ferganá según los indicios genéticos.)

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. «Геотектоника», 1970, № 3. (*Jain V. E.* Ideas contemporáneas sobre la procedencia del plegamiento geosinclinal.)

Хиллс Э. Ш. Элементы структурной геологии. М., изд-во «Недра», 1967. (*Hills E. S.* Elementos de la geología estructural.)

Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., изд-во «Наука», 1964. (*Sholpo V. N.* Tipos y condiciones de formación del plegamiento del Daguestán esquistoso.)

Шульц С. С. Поверхностное гравитационное перемещение и гравитационная тектоника. Уч. зап. Ленингр. ун-та, 1961, № 298, сер. геол., вып. 15. (*Shultz S. S.* Desplazamiento de gravitación superficial y la tectónica gravitacional.)

Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. М., изд-во АН СССР, 1962. (*Shurigin A. M.* Condiciones de formación de las estructuras del Cáucaso Sudeste.)

Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория. М., изд-во «Наука», 1965. (*Ez V. V., Gaft D. E., Kuznetsov B. I.* Morfología y las condiciones de formación del plegamiento holomórfico en el ejemplo del sinclinorio Zilaírski.)

Эз В. В. Существуют ли складки скалывания и складки волочения? «Геотектоника», 1969, № 3. (*Ez V. V.* ¿Existen los pliegues de cizallamiento y los de arrastre?)

Badgley P. C. Structural and tectonic principles. N. Y., Harper a. Row, 1965.

Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 72, 1961.

Donath F. A., Parker R. B. Fold and folding. Geol. Soc. Am. Bull., 1964, v. 75, № 1.

Trusheim F. Mechamism of salt migration in northern Germany. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 1960, № 9.

Desarrollo de los pliegues en el tiempo

Вассоевич Н. Б. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций. Тр. Азерб. нефт. геол.-разв. треста, № 10, 1934. (*Vasoévich N. B.* Sobre el tiempo de manifestación de las fases orogénicas de la era alpina de dislocaciones.)

Гурари Ф. Г. К вопросу о строении локальных поднятий в мезо-кайнозойском чехле Западно-Сибирской низменности. Труды СНИИГГИМС, вып. I, 1959. (*Gurari F. G.* Para la cuestión sobre la estructura de las elevaciones locales de la cobertura meso-cenozoica de la llanura baja de la Siberia Occidental.)

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Лгр., изд-во «Наука», 1969. (*Pronin A. A.* Ciclo caledoniano de la historia tectónica de la Tierra.)

Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Лгр., изд-во «Наука», 1969. (*Pronin A. A.* Ciclo herciniano de la historia tectónica de la Tierra.)

Рубинштейн М. М. Аргоновый метод и применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, изд-во «Мецниереба», 1967. (*Rubinstéin M. M.* Método a argón en aplicación a algunas cuestiones de la geología regional.)

Хаин В. Е. О непрерывно-прерывистом течении тектонических процессов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960. (*Jain V. E.* Sobre la marcha continuo-interrumpida de los procesos tectónicos.)

Хаин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени — проблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности. Вести. МГУ, геол., № 4, 1971. (*Jain V. E.* Acerca de las leyes regulares comunes de desarrollo de los procesos tectónicos en el tiempo. Problemas de la discontinuidad y continuidad, de la periodicidad y directividad.)

Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951. (*Shatski N. S.* Sobre la duración de formación de pliegues y las fases de plegamiento.)

Шварц Т. В. Тектоническое развитие складки Кумдаг в верхнем плиоцене. Геол. нефти и газа, № 5, 1959. (*Shwartz T. V.*) Desarrollo tectónico del pliegue Kumdag en el plioceno superior.)

Шварц Л. Я. и *Т. В.* Условия формирования структур Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. «Геол. нефти», № 7, 1958. (*Shwartz L. Ya.* y *T. V.* Condiciones de formación de las estructuras de la región Pribaljanski de la Turkmenia Sudoeste.)

Gilluly J. The distribution of mountain building in the geological time. Geol. Soc. Am. Bull. 1969, № 4.

Rodgers J. The Taconic orogeny. Geol. Soc. Am. Bull., 1971, v. 82, № 5.

Wegmann E. Diskontinuität und Kontinuität in der Erdgeshichte. Geol. Rdsch., 1950, Bd. 38, Hf. 2.

Capítulo XII

Rupturas corticales, de plegamiento y reflejas. Textura general de las construcciones de plegamientos epigeosinclinales

§ 1. Rupturas corticales, en especial las de plegamiento

Además de las fracturas profundas, las que, como se indicara antes (véase el cap. X), representan los rasgos primarios de la textura de la corteza terrestre, existen perturbaciones de rupturas más pequeñas, pero al mismo tiempo más ampliamente difundidas, localizadas sobre todo dentro de los límites de los estratos sedimentarios y de granito-gneis, de la corteza terrestre. Una parte de estas perturbaciones de ruptura sirven de expresión superficial de las fracturas profundas, como si fuesen sus apófisis, pero la otra parte de las mismas está vinculada con las estructuras de plegamiento y totalmente sometidas a éstas. Las perturbaciones de ruptura de este último tipo (de plegamiento) aparecen en un estadio relativamente tardío de desarrollo de los pliegues, cuando las posibilidades de las deformaciones elásticas y plásticas se han agotado en forma significativa o aún del todo. Con esto, con determinados tipos de pliegues se vinculan tipos definidos de rupturas tectónicas entre las cuales, como se sabe, se distinguen (se tiene en cuenta, hasta el momento, las rupturas con traslación o paraclases) las fallas, los caballones, los corrimientos y los desplazamientos (o fallas laterales). Más abajo veremos que las fallas pueden manifestarse fuera de una vinculación inmediata con los plegamientos, acompañando el crecimiento de las estructuras de profundidad.

Las fallas y el lugar de ellas en la estructura de plegamiento. Las fallas están difundidas en los límites de las bóvedas de los anticlinales concéntricos (paralelos) de formas cupular y braquial, y también en un complejo de superestratos de cúpulas salinas, en relación con esfuerzos de extensión desarrollados aquí. Debido a que estos esfuerzos de a poco se apagan hacia abajo y en alguna profundidad son reemplazados por una compresión, las fallas también pierden fuerza a profundidad. La disposición de fallas semejantes, que reciben el nombre de *epianticlinales*, en el plano, dependen fundamentalmente de la forma del alzamiento: en los levantamientos de

forma redondeada se observan dos sistemas de fallas concéntrico y radial (fig. 178), y en los límites de los alzamientos alargados, de forma ovalada, el significado principal lo adquieren las fallas longitudinales, paralelas a lo largo del eje de la elevación, y que pasan

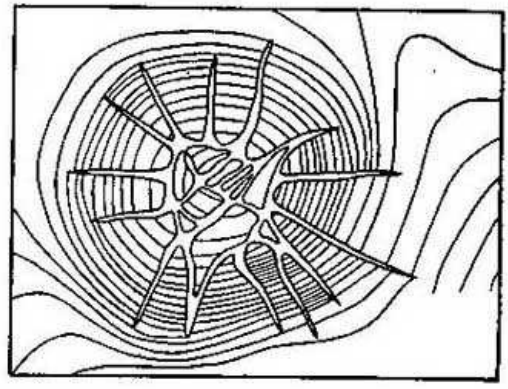


Fig. 178. Mapa estructural de Klein-Kreek, en la costa del golfo de Méjico (según L. G. Parker y A. N. MacDowell)

a ambos lados del mismo (fig. 179), lo que se explica por la revelación de esfuerzos de extensión máximos, perpendiculares a este eje, que caen a encontrarse en un ángulo de 50—70° y que tienen algunos

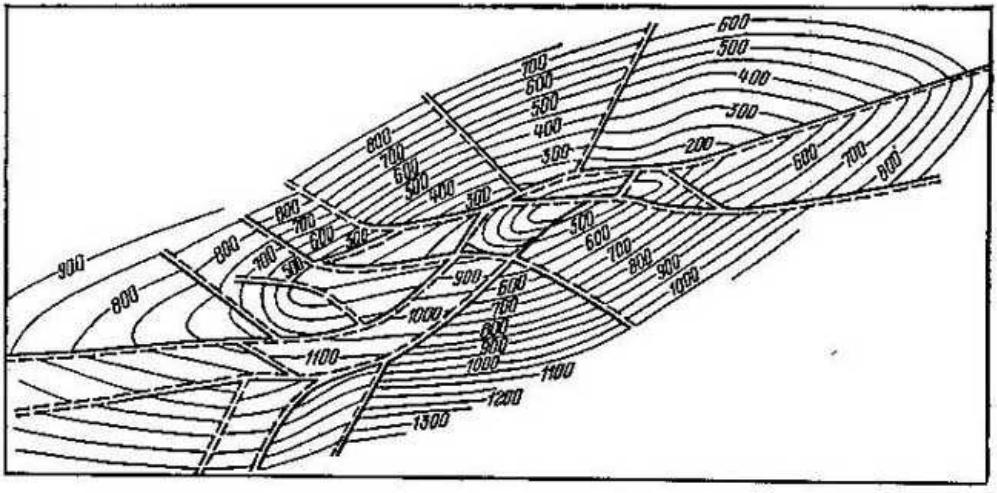


Fig. 179. Mapa estructural del braquianticlinal Petrochalossense en la hondonada de Nizhne-Kurinsk

centenares de metros de amplitud; en conjunto, estas fallas limitan el graben medio que yace entre ellas. Las alas del graben suelen estar rotas por fallas transversales de mucho menor amplitud (por lo común, de decenas de metros). A veces, las fallas transversales cortan el fondo del graben, dividiéndolo en algunos bloques independientes. Las fallas transversales son verticales o casi verticales.

En los extremos periclinales de los braquianticlinales predominan ya las rupturas radiales y aquí el graben medio habitualmente se bifurca en forma de enchufe, y las fallas que lo limitan divergen, dirigiéndose perpendicularmente hacia las isohipsas. Una estructura así se presenta de sobremanera típica en las elevaciones branquianticlinales de la depresión Nizhniekurinskaia en Azerbaidzhán (véase la fig. 179), en la cuenca Transcaspiana en Turkmenia y, en parte, en las cúpulas salinas de la depresión Precaspiana, al tiempo que los mejores ejemplos de la disposición concéntrica-radial de las fallas, los brindan las cúpulas salinas de la cuenca de la costa norte del golfo de Méjico. Ambos tipos de redes de fallas, en los últimos años se han reproducido por la vía experimental en la URSS y en los EE.UU.

Sin embargo, junto con la dependencia de la forma del plegamiento de las figuras, la red de fallas muestra con frecuencia dependencia concomitante o exclusiva, de la estructura regional. Así, por ejemplo, las elevaciones de Kal y Bíbi-Eybat en la península de Apsherón, que tienen una extensión NNO—SSE, están desmembradas por un sistema de fallas paralelas de latitudes cercanas, dispuestas en un ángulo de cerca de 70° hacia el largo del eje de los pliegues. Por las fallas se observa una bajante escalonada de bloques separados, desde el norte hacia el sur; la extensión de las fallas corresponde al alcance regional de los estratos y de las isolíneas de potencias del plioceno, y la bajada sucede en dirección de la caída regional.

Un cuadro análogo se observa en la depresión Transcaspiana, en los límites de la latitud de la zona anticlinal del Pribalján, de su borde norte. Las elevaciones occidentales (Chelekén, Koturtene, Nebit-Dag), en general, muestran una supremacía de rupturas longitudinales, como era de esperar debido a la forma oval de las mismas. La elevación de Monzhucli, que se encuentra más hacia el este, está cortada por fallas oblicuas (diagonales), de orientación NO—SE, y en la elevación aún más oriental de Kum-Dag, ya reinan las rupturas longitudinales. Este giro en la orientación de las fallas se produce de acuerdo con el cambio de las configuraciones del borde de la depresión Transcaspiana, extendida hacia el oeste en latitud, y que en el este dobla hacia el sur, adquiriendo un alcance cercano al de longitud. Junto a la configuración general de la depresión, la red de fallas epianticlinales del Transcaspio refleja la existencia de fracturas profundas en el fundamento, confinado en forma paralela a los bordes de la cuenca y hondonada del Caspio del Sur. La última se manifiesta de una forma especialmente precisa en Chelekén, donde la latitud básica de la fractura del Pribalján se interseca con la fractura longitudinal, que va a lo largo de la costa del mar Caspio. De este modo, estas fallas no sólo son epianticlinales, sino que pueden ser llamadas *reflejas*, por cuanto ellas sirven de reflejo presuperficial de las fracturas regionales del fundamento, probablemente, de tipo de profundidad.

Una comparación detallada de los sedimentos, depositados a ambos lados de las fallas epianticlinales, mostró, de modo más convincente en los materiales de Chelekén (fig. 180), que estas fallas se desarrollan durante un tiempo suficientemente largo y son, de este modo, estructuras consedimentacionales, al igual que los propios pliegues anticlinales.

En relación con la duración del desarrollo de las fallas se plantea la siguiente cuestión: ¿fallas de qué dirección, longitudinal o transversal aparecen antes, o ambas son contemporáneas? El hecho de que las rupturas de distintos

sistemas, al encontrarse entre sí, no se intersecan, indica la contemporaneidad de la formación de ellas, y esto es corrohorado por los experimentos. Por otra parte, de Sitter considera que las fallas longitudinales se forman después que las transversales en vinculación con el engrosamiento paulatino de las elevaciones anticlinales en su largo. Es evidente, que se pueden observar distintas relaciones en función de condiciones concretas.

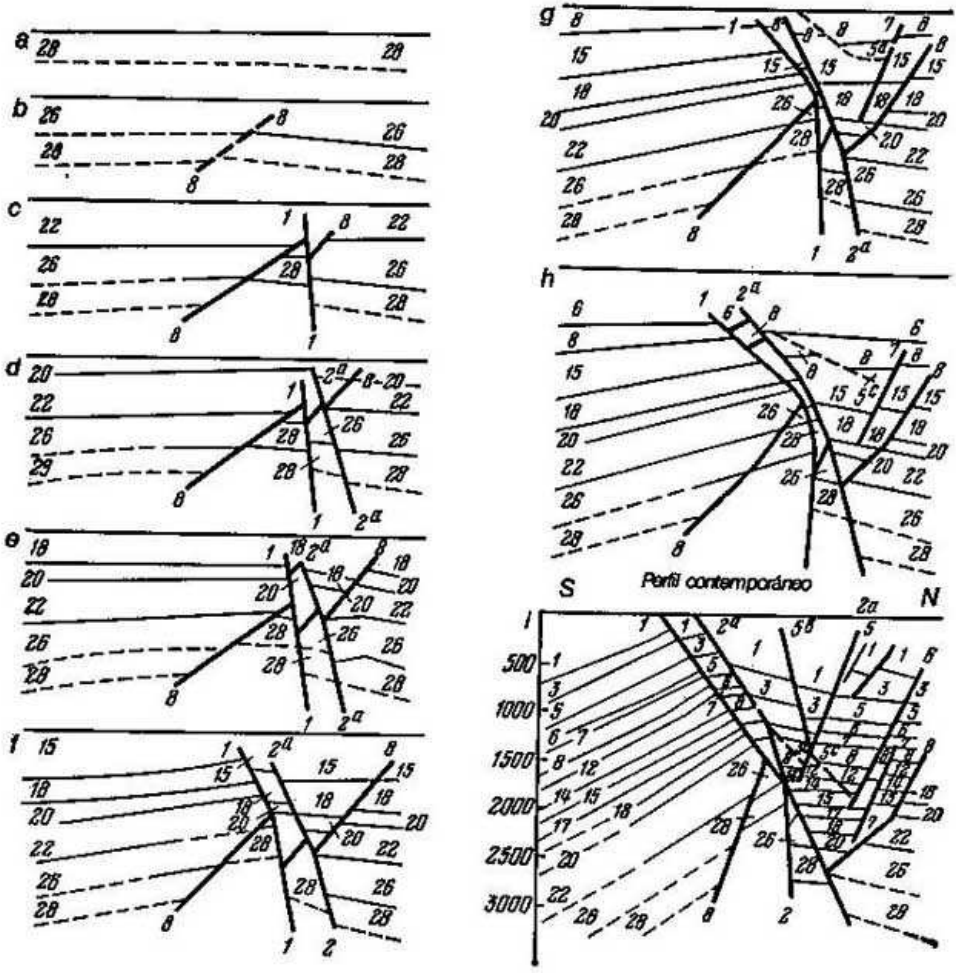


Fig. 180. Serie de paleoperfiles indicadores de la secuencia de desarrollo de un sistema de caballones (en la parte superior) y de fallas (en la parte inferior) del braquianticlinal de Nebit-Dag, en Turkmenia Occidental (según T. V. Shwarts)

La referencia de nivel *28* coincide con el pie de la capa de color rojo (plioceno medio), la referencia de nivel *8* con el techo de la capa de color rojo, la referencia de nivel 6 con el techo del piso de akchaguil, la referencia de nivel 1 coincide con el piso de apsherón

Junto con las fallas vinculadas con el desarrollo de pliegues particulares, se observan los *sistemas de fallas de postplegamiento* que se desarrollan en el marco de la formación de grandes elevaciones o

depresiones de profundidad. Así, por ejemplo, son las fallas de la cuenca de Viena, de la Gran cuenca en las Cordilleras Norteamericanas, y otras. Por lo común, estos sistemas de fallas son relativamente jóvenes; en la Gran cuenca ellas intersecan corrimientos, aparecidos antes.

Una categoría especial de fallas la constituye la de *fallas periféricas regionales*, grandes depresiones, desarrolladas durante mucho tiempo, del tipo de la sineclisa Precaspiana, la sineclisa del golfo de Méjico, las depresiones Sudcaspiana y de Maracaibo, la depresión de avanzada de Venezuela Oriental, la cuenca del delta del Níger, etc. Existe una gran probabilidad de que todas estas fallas, como se observara anteriormente en relación con las fallas de Turkmenia Occidental, sean reflejas, o sea, vinculadas con fracturas profundas, pero, por lo común, los sistemas de tales fallas ocupan una franja suficientemente ancha (varias decenas, incluso algunas centenas de kilómetros), y las demostraciones del vínculo de ellas con las profundidades del manto sólo se tienen para la periferia del golfo de Méjico, en calidad de pequeñas intrusiones de magma ultrabásico. Para todas estas fallas es característico un desarrollo consedimentacional, con un crecimiento a saltos de las potencias de los depósitos hacia abajo por la caída regional. En la literatura norteamericana, las fallas semejantes (fig. 181) recibieron en los últimos tiempos el nombre de «growth-faults», o sea, fallas de crecimiento; con esto se tiene en consideración el sobrecrecimiento de las depresiones, con las formaciones de las cuales se halla vinculado el desarrollo de las fallas.

Los caballones, a diferencia de las fallas, se forman, como se sabe, en un ambiente de compresión. Como en los anticlinales de tipo paralelo, de formas cupulares y braquiomórficos se reemplaza el estiramiento de profundidad por la compresión, las fallas, en correspondencia, se extinguen en esta dirección y en su reemplazo aparecen los caballones y los caballones-corrimientos. En este sentido, de ejemplo clásico sirven algunas estructuras almacenadoras de petróleo de la península de Apsherón y de Turkmenia (véase la fig. 180). Los caballones son muy característicos para las elevaciones, complicadas de compresiones y de diapirismo inicial; la compresión permite en especial una contracción intensiva en el núcleo del pliegue, que comienza a exprimirse hacia arriba, separándose de las alas de los caballones y, a veces, incluso separándose por completo de su continuación en profundidad. Los caballones-corrimientos son una complicación difundida de pliegues lineales (véase más abajo acerca de los corrimientos).

Los caballones no sólo muestran una tendencia a extinguirse hacia la superficie, sino que habitualmente se bifurcan y con frecuencia se ramifican en esta dirección. Por el contrario, desde la profundidad ellos pueden pasar a los llamados caballones inversos, con la caída de la superficie del mezclador del pliegue del núcleo elevado, hacia las alas conservadas en esta elevación; así son las rupturas anulares, que limitan el núcleo de filtración de los pliegues diapíricos, incluyendo el núcleo de las cúpulas salinas.

Los corrimientos se diferencian morfológicamente de los caballones por tener un declive más suave de la superficie del desplazador, además, de acuerdo con algunos investigadores esta pendiente

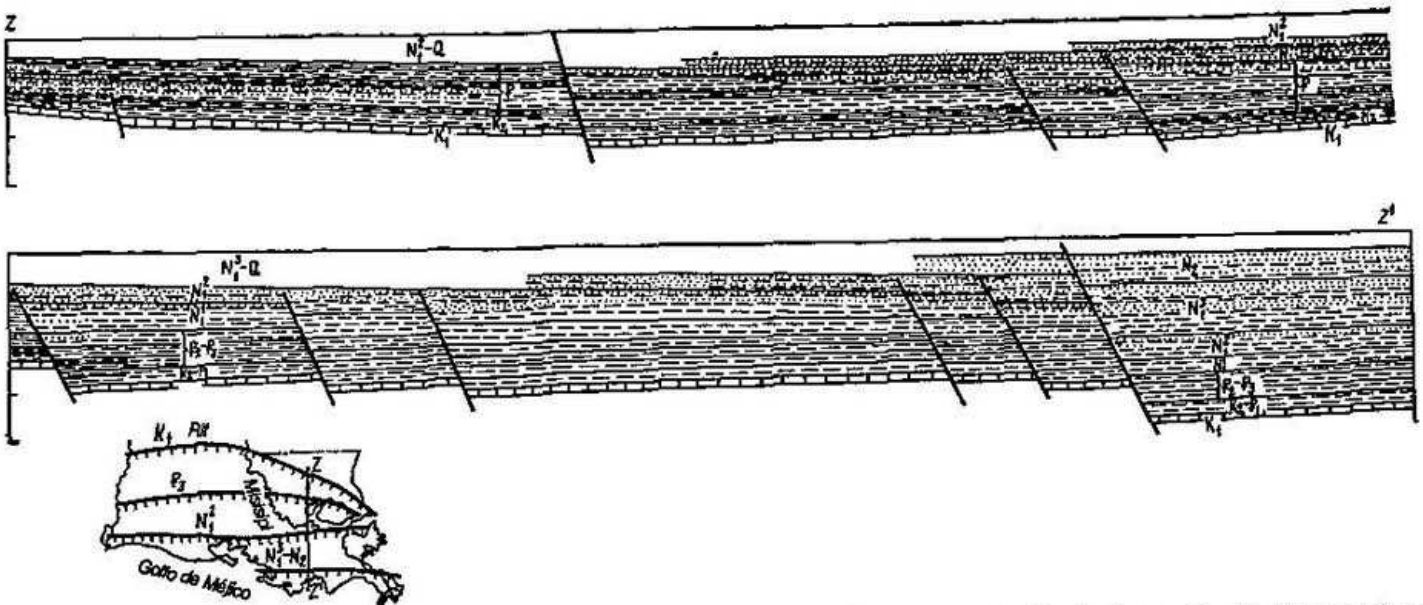


Fig. 181. Perfil idealizado a lo largo de la Costa del Golfo en Luisana del sur, que indica la formación de fallas conjuntamente con el hundimiento de la cuenca y la acumulación de sedimentos (según J. W. Shelton)

debe ser menor de 60°, según otros, menor de 45°. Por lo visto, es útil escoger una categoría intermedia de caballones-corrimientos con declive de 60 hasta 45°.

Los corrimientos por lo general son acompañados por pliegues lineales de tipo semejante, desarrollándose en un ambiente de compresión intensiva con una redistribución plástica del material y de su estrujamiento con las alas en la cúspide de los pliegues. La deformación plástica en un estadio determinado del proceso pasa a ser de ruptura, de plegamiento, desarrollándose a lo largo de las alas recomprimidas y afinadas de los pliegues, en primer lugar en las alas empinadas y especialmente volcadas de los pliegues asimétricos o acostados. En relación con esto, el estrato más antiguo de núcleos de anticlinales se corre a los estratos más jóvenes de cúspides de los sinclinales, con recubrimiento de horizontes estratigráficos intermedios. Con esto, los corrimientos pueden formarse de rupturas que en un principio fueron fallas, o sea, aparecidas aún en condiciones de estiramiento. Es en especial característica la llamada *estructura isoclina-escamosa*, en presencia de la cual en el corte transversal de la zona de plegamiento se observa la repetición de las inclinaciones hacia un lado y casi el mismo, según el diapasón estratigráfico, paquete de estratos de las superficies (habitualmente bastante empinadas, o sea, caballones-corrimientos) de la misma inclinación, y separadas unas de otras. Una estructura así está típicamente representada en el talud sur del Gran Cáucaso y en la parte central de la depresión de Kurinsk, en algunas partes de la pendiente occidental de los Urales, por ejemplo, en la cuenca del río Chusováia, en las cuestas norte y oriental de los Cárpatos (fig. 182), por la cuenca este de las montañas Rocosas en Canadá, y una serie de regiones más. Con más frecuencia poseen estructura isoclinal-escamosa las rocas sedimentarias de la formación de flysch.

En las alas normales y con poca pendiente los corrimientos se observan más raramente que en las dislocadas; además, ellos resultan dirigidos hacia las bóvedas de los anticlinales y conducen al doblamiento de los estratos. La inclinación de la superficie del corrimiento es en lo habitual paralela a la inclinación de la superficie axial del pliegue, del que este corrimiento es complicación. La superficie de los corrimientos se suaviza con la profundidad, y hacia arriba se vuelve escarpada, lo que está vinculado con la merma de la plasticidad de los estratos [1]). De ejemplo puede servir el denominado corrimiento Principal del extremo norte de la cuenca del

[1]) El retorcimiento de la superficie de los corrimientos hacia arriba y, a veces, incluso el paso hacia una caída contraria, pueden tener otra causa; por ejemplo, en la cuenca sur de los Cárpatos Orientales, esto está vinculado al cambio de la dirección general del movimiento de las masas. En un principio, el movimiento de las masas fue aquí dirigido hacia el norte, pero después de la formación de la elevación general de los Cárpatos, entró en acción el factor gravitacional, que en la cuenca norte esforzó el desplazamiento de las masas hacia el norte, y en la cuenca sur provocó un movimiento hacia el sur, opuesto al inicial (retrocharriage, véase más arriba).

Don. Sin embargo, si el corrimiento alcanza la superficie aflorante y sigue desarrollándose en condiciones de un relieve desmembrado, su costado colgante se eleva sobre el yaciente, no encontrando por delante ningún obstáculo, la superficie del corrimiento se alisa de golpe y en lo sucesivo el traslado ya sucede a lo largo de una superficie erosiva; además, los estratos más jóvenes pueden encasquetarse sobre los más viejos (fig. 183); éstos son los llamados *corrimientos posterosivos.*

Si la superficie erosiva desciende considerablemente con respecto a la línea de salida del corrimiento hacia el lado del costado yaciente, el costado colgante sufre el estiramiento gravitacional y del mismo con frecuencia se separan bloques, trasladados a distancias de cientos de metros o, incluso, a algunos kilómetros, debido a la sola acción de la fuerza de gravedad. Tales fenómenos se han descubierto en una serie de regiones del Cáucaso: en las premontañas nórdicas del dorsal Adzharo-Imeretino por A. A. Chicovani, en la cuenca norte del Cáucaso Suroriental, a lo largo de la fractura de Siazansk por M. A. Mustafabeyli. El no haber tomado en cuenta las complicaciones gravitacionales a lo largo del frente del corrimiento en la pendiente norte del dorsal Adzharo-Imeretino, llevó, en su tiempo, al gran investigador del Cáucaso B. F. Meffert a suponer que aquí se tiene un corrimiento de suave declive con una traslación horizontal muy significativa; en realidad, el desplazamiento básico en esta región es bastante empinado.

Con respecto al yacimiento de estratos, las superficies de los corrimientos pueden disponerse de distinto modo, además, ellas con preferencia se engendran en los paquetes de rocas de elevada plasticidad y tienden a desarrollarse a lo largo de estos paquetes, más o menos paralelamente a la estratificación de los mismos. Semejantes corrimientos se denominan *corrimientos en capas.* En otros casos los corrimientos conforman con las superficies de las estratificaciones un ángulo pequeño; la caída de los mismos, en general, corresponde a la pendiente del ala del pliegue; éstos son los denominados *corrimientos de distención* (un nombre no muy afortunado, vinculado con el estrujamiento de rocas en especial de alta plasticidad. Finalmente, en terceros casos, los corrimientos pueden intersecar los estratos en un ángulo bastante considerable, por una superficie de pendiente más suave que la inclinación de los estratos; tales *corrimientos de cizallamiento* se observan en las rocas de poca plasticidad. Como en el corte con frecuencia se suceden rocas de distintas plasticidades, la superficie del corrimiento, al pasar de unos paquetes a otros, modifica su inclinación; ésta se vuelve más suave en los paquetes de mayor plasticidad, y más escarpada en los paquetes más rígidos. A lo largo de los paquetes de gran plasticidad, las superficies de los corrimientos se continúan habitualmente en grandes distancias, y luego atraviesan paquetes duros y con ello «saltan» de un nivel de plasticidad elevada a otro, estratigráficamente más alto (corrimientos en capas escalonados, según P. Bedglie). La formación de tales corrimientos con frecuencia es acompañada de una sinuosidad (meandro) de plegamiento de sus superficies. Semejante fenómeno se ha descubierto en una serie de regiones; en las premontañas de las

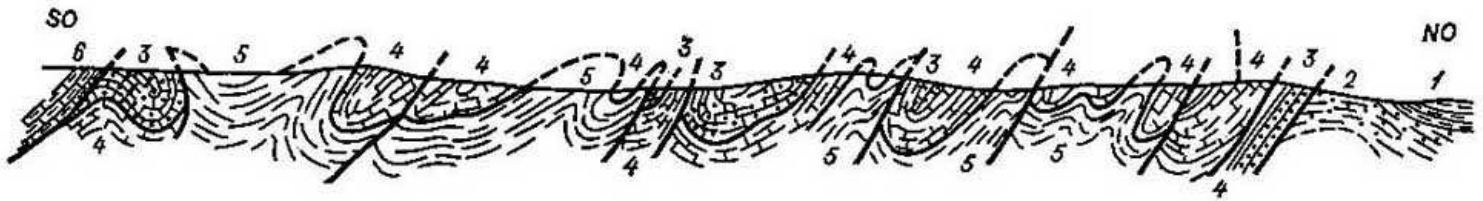


Fig. 182. Estructura isoclinal-escamosa de la zona extrema de flysch de los Carpatos Orientales en la cuenca del río Moldova (según P. Benchile)

1—sarmatiense; *2*—plioceno inferior; *3*—oligoceno; *4*—eoceno; *5*—cenógeno; *6*—esquistos negros

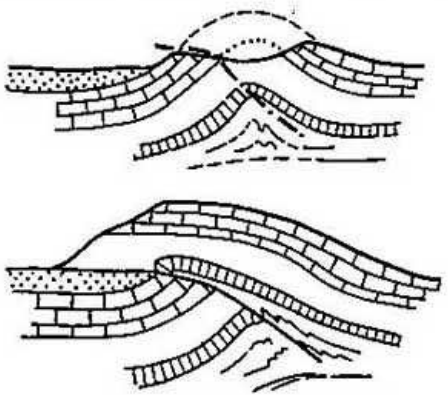


Fig. 183. Esquema de formación de un corrimiento posterosivo en Provance, Francia (según L. Lioto del libro de J. Goguel)

Arriba el aspecto inicial supuesto de los pliegues, abajo la textura contemporánea

Rocosas en Canadá (fig. 184), en las montañas de Jura, en las cuencas carboníferas del Rhur y de Lieja, y, a su turno, más que nada se explica por el recubrimiento con corrimientos complicados de estructura de potente grosor de yacimientos más jóvenes, o con cobertura tectónica (véase más abajo).

Hasta ahora se habló de corrimientos conjugados con pliegues aislados. Entre tanto, además de tales corrimientos, existen los *corrimientos regionales*, desarrollados en la frontera de los grandes elementos estructurales: anticlinorios, escalones (megaterrazas), y

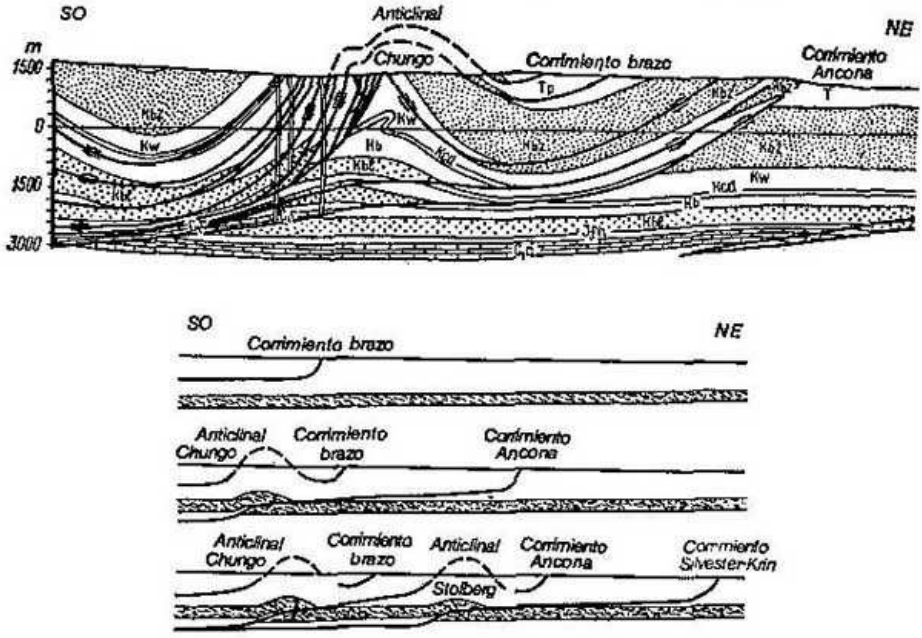


Fig. 184. Corrimientos de plegamiento de las montañas Rocosas en Canadá (según P. B. Jones)

que se extienden a lo largo de muchas decenas e, incluso, de centenas de kilómetros. Estos corrimientos habitualmente separan, cortándolo, un haz entero de pliegues, debido a que la superficie de traslación de los mismos es, como regla (aunque no necesariamente), de declive más suave que las superficies axiales de los pliegues aislados tocados por ellos; de aquí el otro nombre de los corrimientos de este tipo: *corrimientos secantes*. La circunstancia de que los corrimientos regionales por lo común dividen grupos de pliegues, compuestos junto a la superficie por distintas rocas sedimentarias complejas, o sea, con distinta posición del espejo de plegamiento, muestra que tenemos que ver con rupturas, que se alejan hacia el fundamento de la zona de pliegues y que dividen a este fundamento en escalones separados, o sea, en esencia, con la revelación superficial de fracturas profundas. Hablando de otro modo, estos corrimientos, por analogía con las

fallas de tipo parecido, pueden ser llamados *corrimientos reflejos*. Esto se subraya aún más debido a que las rocas sedimentarias de una misma edad, a distintos lados de tales rupturas, con frecuencia muestran diferencias esenciales en su composición litológica y potencia. A propósito, tales diferencias por sí mismas facilitan la colocación de los cimientos y determinan la localización de los corrimientos, como lo subraya con justeza de Sitter. De ejemplo claro puede servir el corrimiento secante de suave declive Kazmakarisk, en la cuenca norte del Cáucaso Suroriental, que apareció en una franja de abultamiento de potente grosor (hasta 800 m) de dolomitas y calizas del jurásico superior (fig. 185). Sin embargo, no menos si

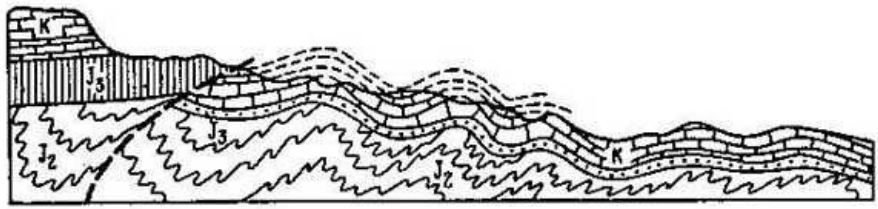


Fig. 185. Corrimiento Kazmakrizki en el Cáucaso Suroriental (representación esquemática)

no más frecuentemente los contactos tectónicos de los cortes faciales tempranos están vinculados con el acercamiento de los mismos gracias a los charriages (véase más abajo).

Mantos tectónicos (charriages). Los corrimientos de declive muy suave con gran amplitud horizontal y con frecuencia con ondulaciones (primarias o secundarias) muy bien destacadas de la superficie de traslación, obtuvieron el nombre de *mantos tectónicos* o *charriages*. La amplitud de su desplazamiento horizontal fluctúa de unas pocas a muchas decenas de kilómetros y, en algunas regiones (Alpes Orientales, las caledonitas de Escandinavia) puede superar los cien kilómetros. En relación con un traslado tan significativo, las rocas del complejo de charriage, o *alóctono*, habitualmente pertenece a otra zona estructuro-facial (formacional), que las rocas del *autóctono* (que han quedado en el lugar de la formación depositada al costado del charriage), y, por consiguiente, se diferencian de ellas por su composición facial y formacional, por la potencia, por el grado de metamorfismo, el carácter del plegamiento, etc. Así, los mantos en la parte frontal de las caledonitas de Escandinavia se expresaron en la cobertura tectónica con productos magmáticos saturados, metamorfizados, con el potente paleozoico antiguo no metamorfizado, carente de manifestaciones de magmatismo, muy poco potente, yacente de un modo inmediato sobre el fundamento precambriano del paleozoico antiguo del extremo occidental del escudo Báltico. Sólo en algunos lugares, a intervalos, se observan escamas del miogeosinclinal de proterozoico superior y del cambriano-silúrico. En los mantos de los Alpes Orientales los grosores carboníferos del meso-

zoico cubren el flysch cretácico y paleogénico, a su turno éste, encasquetado en la formación carbonífera del jurásico y cretácico de la zona Helvética, y en los mantos de la cuenca sur del Gran Cáucaso, también encasqueta los asientos normal-neríticos de una misma edad, en la extremidad norte del macizo medio de la Transcaucasia. En los Urales Polares, en los Apalaches del Norte y en las Cordilleras de los EE.UU., estratos paleozoicos y las facies eugeosinclinales recubren tectónicamente las mismas formaciones de tipo miogeosinclinal.

Por cuanto la superficie inferior del manto es por lo común notablemente ondulada, la erosión arrasa en primer lugar las partes del manto que ocupan las posiciones hipsométricas más altas. Así se forman las *«ventanas tectónicas»* con salida a la superficie de las rocas del autóctono. Ellas también se pueden engendrar con la superficie del encasquetamiento en posición horizontal, pero en condiciones de un profundo desmembramiento erosivo del lugar. Este mismo proceso conduce a que algunas partes del manto, especialmente dispuestas en su extremo exterior, pierden el contacto directo con el cuerpo básico del manto; a ellas se las llama *restos* o *testigos del manto*. A veces estos restos son sólo bloques aislados de rocas más duras, más resistentes a la erosión; en Suiza ellos fueron denominados *klippes*, o sea peñascos; aquí los klippes son en especial conocidos en las costas del lago Firvaldshtedsk, considerados como restos de los mantos.

La región del yacimiento inicial de rocas del alóctono, o sea, la «patria» del charriage, se denomina región de su *raíz*. Habitualmente ella se establece por la semejanza de las facies del alóctono con las facies de los depósitos de la misma edad de esta región. La búsqueda de la región de la raíz del charriage resulta, por lo común, un problema muy difícil. En el caso de los mantos gravitacionales (véase más abajo), en general, no puede conservarse ninguna «raíz», en otros casos éstas pueden resultar completamente comprimidas o recubiertas, conservándose sólo a profundidad.

Siguiendo al científico francés P. Termiér, entre los charriages se distinguen dos tipos principales.

Los mantos de primer género representan un desarrollo subsiguiente de los pliegues-corrimientos y son enormes pliegues acostados, trasladados por la superficie subhorizontal de corrimiento. En los mantos del primer género los estratos del alóctono en contacto con el autóctono se hallan en posición volcada. Con el paso a la región de las raíces, el yacimiento de los estratos se vuelve cada vez más escarpado y aquí encontramos pliegues parados, fuertemente recomprimidos. En algunas regiones de plegamiento, los mantos del primer género están formados con rocas metamórficas de base compleja, un ejemplo clásico es representado por los mantos Pénnidos de los Alpes (fig. 186); mantos análogos se observan en las zonas interiores de los Cárpatos y los Balcanes, en las caledonitas de Escandinavia, en el oriente de Groenlandia, en los Himalayas y algunas otras regiones. J. Auboin

denominó a este género *mantos de base*, a diferencia de los *mantos de cobertera* engendrados por depósitos de rocas vulcanógenas-sedimentarias del último ciclo geosinclinal. Según V. V. Beloúsov, esto es correspondiente a los mantos de los tipos pénnidos y helvéticos.

El origen de los mantos del primer género (de pliegues acostados) se puede explicar ya sea por una compresión general con un estrujamiento posterior, ya sea por una «hinchazón» y apretamiento de las masas, que aumentaron su volumen en presencia del metamorfismo regional; lo último puede referirse, naturalmente, sólo a los mantos del tipo pénnido. En ambos casos el «estrujamiento» de las masas

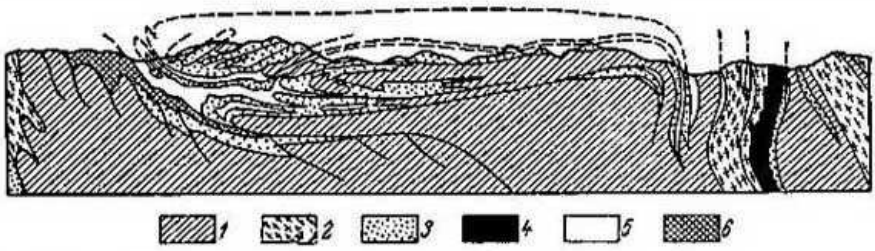


Fig. 186. Perfil a través de los mantos Pénnidos en el Tichino central (según W. Nabholz, del libro de L. U. de Sitter)

1—ortogneises; *2*—magmatitas; *7*—paragneises; *4*—intrusiones tectónicas tardías; *5*—sedimentos mesozoicos en los mantos Pénnidos; *6*—ídem, en el macizo de San Gotardo

se somete a un aplastamiento gravitacional complementario, con el correspondiente aumento de las escalas de sus avances por el horizontal.

Una especie particular muy curiosa de mantos del primer género la constituyen los mantos de los Cárpatos, cuya retaguardia ha permanecido más o menos en el lugar de su yacimiento inicial, mientras que la parte frontal avanzó muchas decenas de kilómetros con recubrimiento parcial del pandeo de avanzada (fig. 187). Aquí el metamorfismo está ausente, y el factor gravitacional pudo desempeñar sólo un papel secundario, por cuanto la parte principal de los mantos se formó antes del proceso orgánico y pasa de un talud a otro del masivo montañoso. Por eso se formuló la proposición acerca de la formación de estos mantos como resultado del avance del borde de la plataforma por debajo de la zona de plegamiento (G. Stille).

Los mantos del segundo género con frecuencia se desarrollan a partir de corrimientos secantes (y éstos, como hemos aclarado más arriba, de las fracturas profundas); ellos poseen una amplitud más significativa de traslación y pueden ocupar áreas que alcanzan varios cientos e, incluso, algunos miles de kilómetros cuadrados. En presencia de una superficie de desplazamiento muy ondulada, esta última, en general, se halla encorvada sinclinalmente; los estratos del alóctono están arrugados en los pliegues (por lo común de suave declive), lo que, en conjunto, le otorga al manto un aspecto de sinclinorio. Los estratos en la base del manto no están volcados,

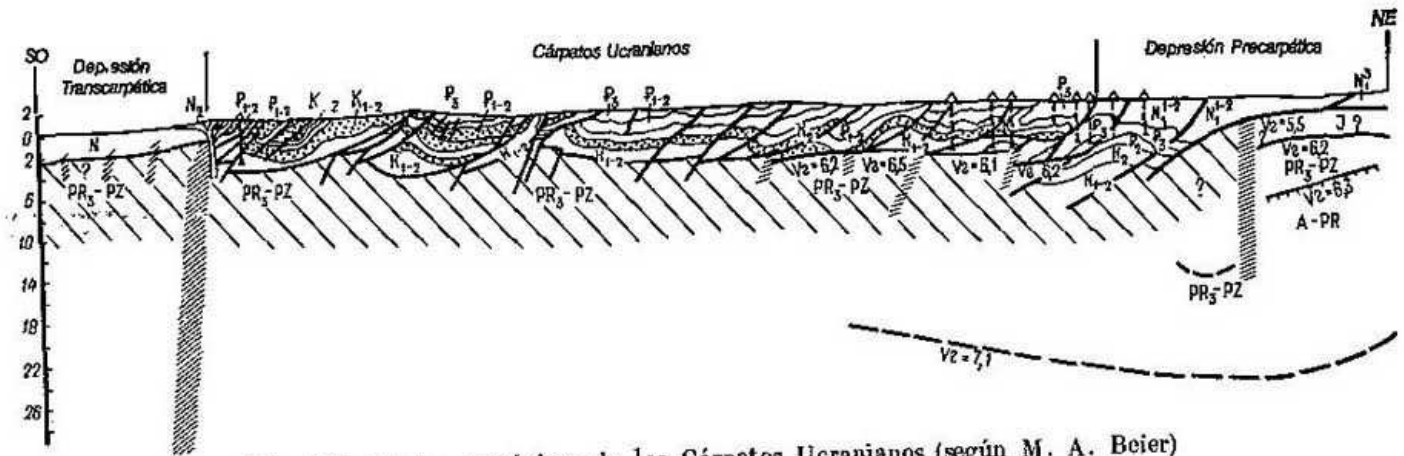


Fig. 187. Mantos tectónicos de los Cárpatos Ucranianos (según M. A. Beier)

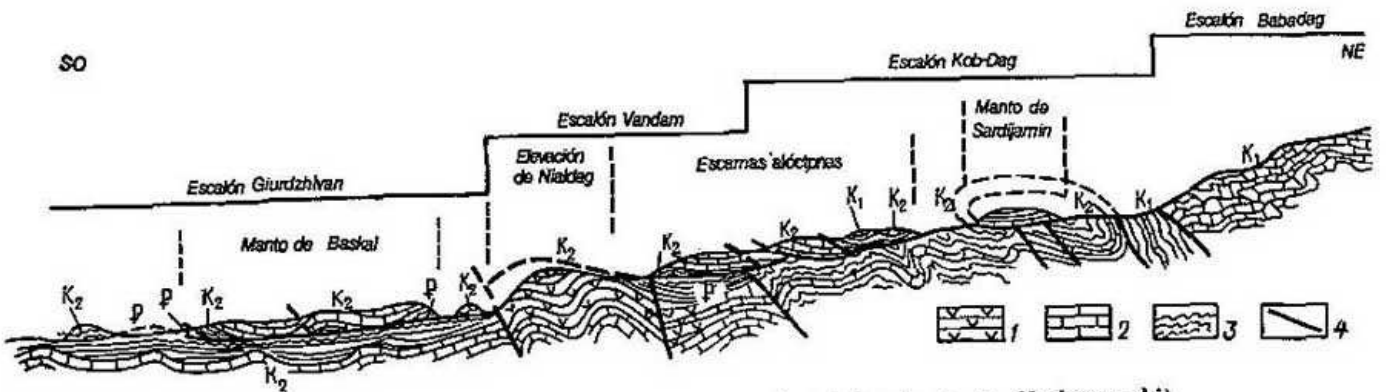


Fig. 188. Manto baskal en el Cáucaso Suroriental (según I. A. Voskresenski)
1—capas volcánicas; *2*—capas calizas; *3*—capas arcillosas; *4*—superficies de las rupturas

yacen normalmente, con frecuencia con muy suave declive y paralelos a los estratos del alóctono. Habitualmente, al pie de un charriage así se depositan rocas de plasticidad muy elevada, que sirven como de material lubricante durante la traslación del manto. En el manto de Baskalsk, en el Cáucaso Suroriental, este papel lo desempeña el flysch de arcilla y marga de la serie junusdatskaia del senonense (fig. 188); en el manto de Vajsh (Tadzikistán), los yesos del jurásico superior; en los mantos Helvéticos de los Alpes Occidentales, las arcillas y yesos del trías, las arcillas del dogger, las margas del valanginense; en el manto de Ambrion-Jubey de la misma región, el flysch arcilloso de los inferiores del paleógeno, etc.

En la formación de los mantos del segundo género el papel principal lo desempeña el deslizamiento libre bajo la acción de la fuerza de gravedad, desde las zonas orográficas elevadas a las más bajas, lo que permite de sobremanera que la estructura escalonada en bloques de la formación-paquete en pliegues de los estratos se desplace desde las alturas de los escalones en bajada. Además, el deslizamiento con frecuencia no sucede de una sola vez, sino que en forma reiterada, debido a lo cual aparece un paquete entero de mantos, compuestos de varias placas. En unos casos se deslizan primero los estratos superiores, luego los inferiores, y se forma una sucesión estratigráfica inversa; en otros casos el orden puede resultar otro: en un principio se desliza todo el grueso sedimentario, después comienza el resbalamiento diferencial de los paquetes por separado. Precisamente esto último es característico para los mantos Helvéticos de los Alpes, que son ejemplos de partida de los mantos gravitacionales. La dependencia de las condiciones de formación de los mantos Helvéticos con respecto a las particularidades de la composición del corte del corrimiento del mismo nombre del geosinclinal alpino, fue muy bien mostrada por L. U. de Sitter (fig. 189).

Del dibujo se aprecia que los estratos no competentes (margas del valanginense, arcillas del dogger, arcillas y evaporitas del trías) se alternan con estratos competentes (calizas del cretácico, malmes, lajas, conglomerados y areniscas del pérmico). La exclusión de los estratos competentes en la saliente del fundamento del macizo Aariano, fue la causa del astillamiento del grueso sedimentario en corrimientos de suave declive en los futuros mantos Helvéticos superiores, medios e inferiores, los que después, luego del levantamiento del macizo de San Gotardo, se deslizaron a lo largo de la pendiente norte del macizo Aariano.

Si en la composición del manto predominan rocas de gran plasticidad, en particular arcillas, margas, el manto adquiere la propiedad de una masa de fácil derramamiento, que pierde la corrección de la estratificación, con bloques aislados incompletos de rocas más duras: calizas, dolomitas, efusivas, etc. Precisamente tal carácter tiene el manto muy peculiar de las llamadas arcillas escamosas (*argile scagliose*) en los Apeninos Septentrionales, que avanzan hacia el lado del mar de Liguria en unos 150—200 km en dirección a la depresión

de Lombardía. Algo parecido se observa en la isla Timor en el archipiélago de Indonesia (M. Lemoin). Esto es como si fuera la expresión límite de los charriages gravitacionales, grandiosos deslizamientos tectónicos (mantos-deslizamientos o, según V. V. Beloúsov, mantos de derrubio).

En una serie de regiones a lo largo de la periferia sur de la faja alpina del Mediterráneo: la parte noroeste de la Cordillera Bética

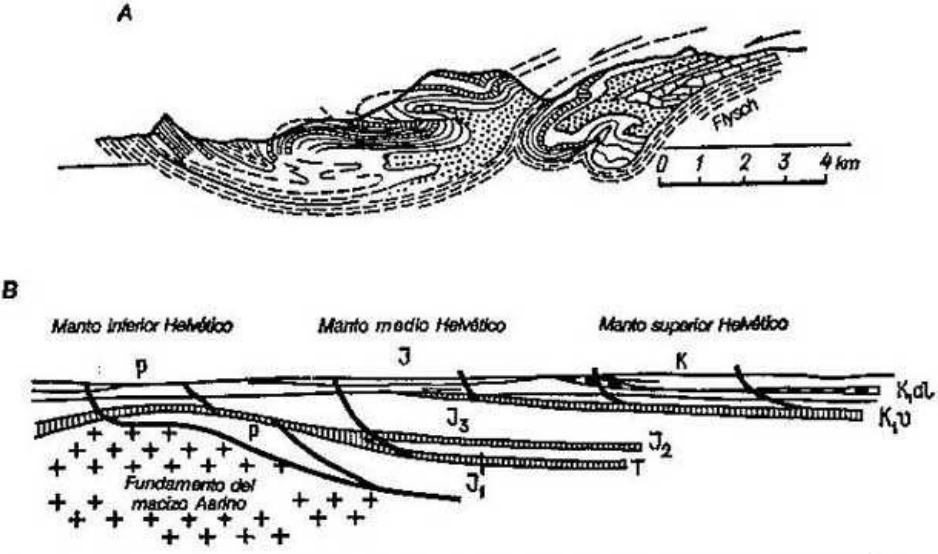


Fig. 189. Amontonamiento de mantos Helvéticos medios y superiores al norte del macizo Aariano (A) y reconstrucción de la región de acumulación inicial de los mismos (del libro de L. U. Sitter)

al sur de España, El Rif en Marruecos, la región de Tell en Argelia y Túnez, Sicilia, Turquía suroriental, Omán; charriages gravitacionales se deslizaron a las cuencas marinas miocénicas, que ocupaban los pandeos de avanzada. Con esto, ellos con frecuencia perdían su continuidad, transformándose en bloques: los olistolitos, o en olistostromos, semejantes a deslizamientos de estructura caótica, cubriendo en algunas partes una gran superficie. Gracias al yacimiento, dentro del grueso, de depósitos marinos caracterizadores de la fauna, el tiempo de formación de estos charriages se consigue establecer con gran exactitud. Además, en Sicilia se ha descubierto, que en el sentido de cambio hacia el sur el cuerpo del charriage se traslada a estratos más jóvenes del mioceno medio, lo que permite establecer la velocidad de su desplazamiento, y en Argelia se ha demostrado el deslizamiento de edad de los charriages por la extensión del sistema de plegamiento. Grandes mantos gravitacionales fueron establecidos hace poco en el océano Atlántico, al oeste del estrecho de Gibraltar. Ellos tienen un ancho de hasta 500 y alcanzan una profundidad de más de 2000 m (!).

No todos los mantos del segundo género, ni mucho menos, son gravitacionales. En muchos de ellos se observa cortado a bisel el pie del manto de la estructura plegada interior (en francés «rabotage basal»), lo que atestigua un plegamiento activo y no deslizamiento; en los charriages gravitacionales la superficie de traslación es habitualmente paralela al yacimiento de los estratos en las base del cuerpo del charriage.

Con frecuencia los mantos del segundo género (mantos de cobertera) son resultados de un estrujamiento de llenado sedimentario de los sinclinorios, a veces con un desprendimiento en capas en la parte superior. Tal origen se supone, en particular, para los mantos subtátricos de los Cárpatos Occidentales y muy probablemente para muchos otros sistemas de plegamientos. En el límite, con una brusca caída de la viscosidad de todo el bloque, los sinclinorios (así como los anticlinorios en el caso de mantos del primer género) pueden resultar totalmente recomprimidos y entonces las raíces del manto serán representadas sólo por una zona angosta de costura (en alemán «Narbe»). El subsiguiente traslado de las masas estrujadas, en el proceso de la compresión general de éstas, puede ya ocurrir con la participación o, incluso, bajo la acción de la fuerza de gravedad.

Es muy aleccionadora la evolución de las opiniones sobre el papel de los charriages en la estructura de las zonas de plegamientos. Aún en el último cuarto del siglo XIX, en una serie de zonas de plegamientos de Europa (las caledonitas Escandinavas, las Ardenas, Provenza) y de Norteamérica (las Montañas Rocosas de Canadá), fueron establecidos grandes corrimientos de suave declive con sensible desplazamiento.

En 1902 M. Lugeón brindó una síntesis general de la estructura de los Alpes Occidentales desde la posición de la estructura del manto de los mismos. En 1903 P. Termiér y E. Haug extendieron estas ideas a los Alpes en su conjunto, y Lugeón a los Cárpatos[1]). Desde estos tiempos, después del congreso internacional de Viena, las ideas sobre los charriages adquirieron gran popularidad. En 1931 L. Kober, basándose en ellas, pintó un cuadro general de la tectónica de la Europa alpina y el esquema de la estructura de las formaciones de plegamientos (de los «orógenos») en general; un poco antes F. Kossmat (en 1927) aplicó la hipótesis de los charriages para la interpretación de la estructura de la zona hercínica de Europa. En los mismos años treinta estas ideas comenzaron a aplicarse, aunque en forma más cautelosa, para las regiones de plegamientos de la URSS: el Cáucaso, los Urales, la Trans- y la Prebaikalia, el dorsal de Karatáu en el Kazajstán Sur, etc.

De este modo, hacia la frontera de los años treinta—cuarenta, el «nappismo» (del francés «nappe»: manto) alcanzó su apogeo. Luego comenzó el período de las desilusiones, que se mostrara con especial claridad en la ciencia tectónica soviética, cuando a los charriages se los pasó a negar casi por completo[2]) y a calificarlos como una «pasión occidental» (Visotzki, 1955). Con bastante rapidez, y en la propia Europa Occidental, comenzó una crítica bastante severa de las ideas de Kober, Staub y otros «ultranappistas», como los motejaron; en

[1]) Un gran papel en el establecimiento de la estructura de manto de los Cárpatos, desempeñaron los trabajos del geólogo austríaco V. Ulig, del polaco M. Limanovsky y del rumano V. Murgoch.

[2]) Un determinado papel lo jugó en esto la refutación de la existencia de grandes charriages en la Pre- y Transbaikalia, presupuestos por M. M. Tetiáiev, aunque el charriage de Angarsk en la región de Irkutsk fue más tarde confirmado por la perforación.

algunas regiones fue demostrado un desarrollo más limitado de los mantos y la menor amplitud de los mismos (Los Pirineos, Provenza, los Harz y otros). Quedó en claro el considerable papel del factor gravitacional en la formación de muchos charriages que realmente existen.

Por aquellos tiempos la perforación aportó la confirmación de la existencia de grandes recubrimientos de mantos en una serie de formaciones de plegamiento (los Cárpatos, la cuenca hullera de Bélgica, El Rif en Marruecos, los Apalaches Meridionales, las montañas Rocosas del Canadá, los Alpes Occidentales, la cuenca sur del Gran Cáucaso, los Dináridos Exteriores, la depresión Preuralense). En la cuenca septentrional de los Alpes Orientales una profunda perforacion atravesó sucesivamente tres mantos: de los Alpes Calizos, de flysch y Helvética, y pasó a la molasa de la depresión de avanzada. En otras regiones, entre ellas en los Cárpatos Meridionales, los Apeninos Septentrionales, los Dináridos Interiores, los Himalayos, las caledonitas Escandinavas, etc., la existencia de mantos fue confirmada por una mapificación detallada. De este modo, en el presente no pueden haber dudas de la realidad de los fenómenos de charriage, con una amplitud de traslación de muchas decenas, y en algunos lugares (los Alpes Orientales, las caledonitas Escandinavas) de más de 100—150 km. La existencia de los charriages ahora está demostrada en casi todo el recorrido de la pendiente sur del Gran Cáucaso, desde Tuapsé hasta Shemají, además, en dos regiones (en Cajetia Montañosa y en los suburbios de Shemají), esto fue confirmado por la perforación. En el Pequeño Cáucaso han sido establecidos charriages en las regiones de Seván—Akerinsk y del Venda (A. L. Klipper, M. G. Lomidze, S. D. Sokolov). Mediante la perforación y una mapificación detallada se han demostrado los charriages a lo largo del borde oriental de la depresión Preuralense en Bashkiria (M. A. Kamaletdínov). Muchos investigadores (A. V. Peive y otros), en los últimos tiempos han llegado a la conclusión acerca de los yacimientos de alóctono de los macizos de hiperbasitas del Krak y de la zona de Sakmara de los Urales del Sur, suponiendo la traslación de los mismos desde la zona eugeosinclinal de piedras verdes de la cuenca oriental. En los Urales Polares los charriages ya han sido descriptos hace bastante tiempo atrás por K. G. Voinovski-Kríger. También se han descubierto ahora charriages en el Tian-Shan, en el dorsal de Alai (G. S. Porshniakov, V. S. Burtman) y en los Kizil-Kum centrales (S. S. Sabdiushev). Grandes corrimientos de suave declive, que se transforman en mantos, han sido descubiertos en la Prebaikalia (corrimiento de Angarsk) y en el dorsal de Stanovói, por el borde sur de la depresión de Chulmán. Hay noticias sobre charriages en la meseta de Koriakski (N.A.Bogdánov, A. A. Alexándrov y otros). En lo que respecta a los Cárpatos Soviéticos, aquí, al igual que en los Cárpatos Rumanos, en el último tiempo se ha establecido una textura de manto no sólo de las zonas exteriores, de flysch, sino que también en las internas, de depósitos de rocas metamórficas del precámbrico y del paleozoico (el macizo de Marmarosh).

El establecimiento de los charriages exige la consideración total de los datos tectónicos así como la de los estratigráficos y faciales.

Reclama especial atención: a) aclarar el carácter de los contactos: tectónicos o transgresivos, y el de las brechas que los acompañan: de dislocación o sedimentacionales; b) establecer la naturaleza de las grandes anexiones de rocas «exóticas»: de acantilado u olistolítica; c) determinar la causa del contacto inmediato de sedimentos sumamente diferentes en su relación facial-formacional: fracturas profundas o acercamiento por corrimientos; d) aclarar las causas del distinto grado de dislocación de las capas yacentes por arriba y por debajo: desarmonía o cobertura tectónica.

En algunos casos el estudio de los charriages se halla dificultado por una superposición en el preorogénico o en el orogénico temprano.

de una compresión tectónica tangencial, expresada mediante charriages, de fallas de distensión que son estiramientos de una tectónica radial postorogénica u orogénica tardía. Precisamente este cuadro se observa en la zona de las Cuencas y Dorsales en las Cordilleras de los EE.UU., y también en la zona de articulación de los Cárpatos y de los Balcánidos hacia el sur del Danubio (fig. 190) y en la región del mar Egeo, en particular en la isla de Creta.

Hay que subrayar que *la subestimación de los fenómenos de charriage*, observada en la URSS en un tiempo, *es tan perjudicial para la teoría y la práctica, como su sobreestimación.* En los estratos del

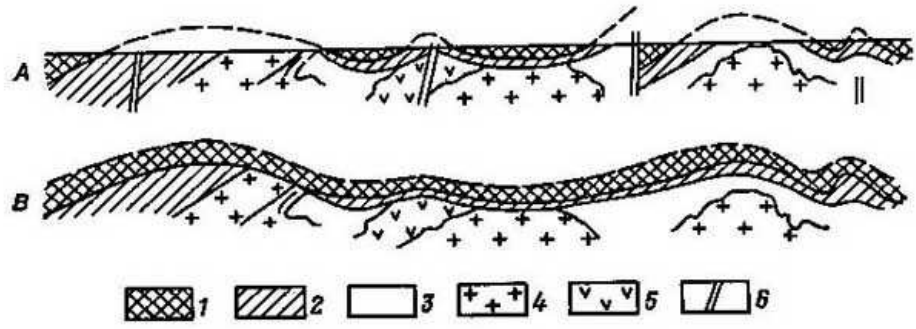


Fig. 190. Mantos de los Càrpatos Meridionales en Servia Oriental, complicados por fallas

A—estructura contemporánea según B. Sikoshek y B. Maksimovich; B—reconstrucción de las relaciones a las fallas

1—manto Guético; *2*—manto infraguético; *3*—autóctono del Danubio; *4*—frontera del autóctono; *5*—autóctono andesito-dasítico; *6*—fracturas jóvenes (fallas)

autóctono sepultados bajo los mantos, pueden ser hallados y en algunas regiones ya se han descubierto cuencas petrolíferas, yacimientos de carbón y de otros minerales. En Ucrania Occidental, en la zona de frontera entre los flysch de los Cárpatos y la depresión Precarpática, a su tiempo fue descubierto en una ventana tectónica el yacimiento petrolífero de Bitkov. Luego, perforaciones más profundas hallaron aquí otra superficie de corrimiento más, de bajo de ella un nuevo manto y en él un depósito de petróleo. En general, quedó en claro una estructura de manto de varios pisos en la región dada.

Mélanges tectónicas. En las zonas interiores de muchas formaciones de plegamientos se ha encontrado una extensión subyacente de mantos tectónicos con serpentinitas o con hiperbasitas serpentinizadas (fig. 191). Las serpentinitas poseen gran plasticidad, mejor dicho, la propiedad de quebrarse en pequeños lentejones que se trasladan con facilidad, en relación de unos con otros, por las superficies de deslizamiento. Por esto, la existencia en la base de un

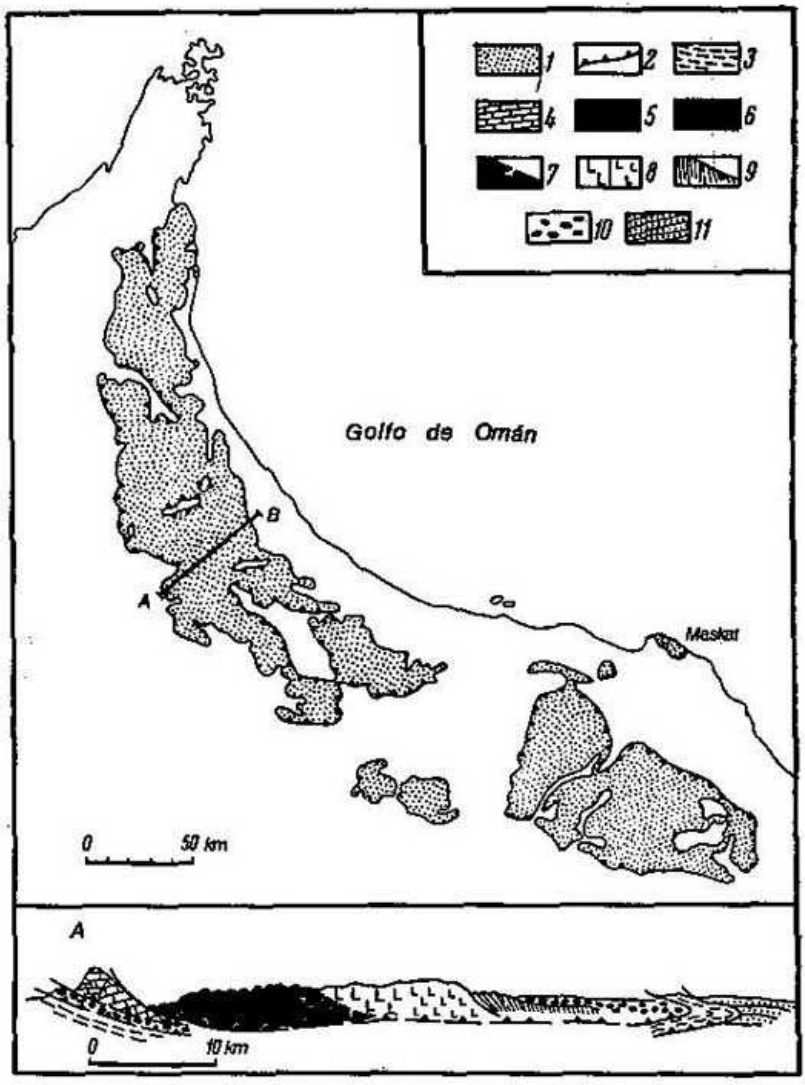


Fig. 191. Extensión y perfil esquemático del manto tectónico de Semail en Omán (según B. M. Peingart, simplificado)

1—manto tectónico de Semail (en el mapa); *2*—superficies de los corrimientos; *3*—cortes geosinclinales: turbiditas y rocas silicosas; *4*—bloques exóticos de calizas menudas; *5*—serpentinitas en forma de lentes; *6*—serpentinitas masivas; *7*—zonas de diques de gabro entre rocas ultrabásicas; *8*—gabroides cristalinos groseros (a) y finos (b); *9*—paquetes de diques diabásicos; *10*—lavas mistrijtskie lacisquenses de almohada; *11*—transgresión de los sedimentos terciarios.

corte de sedimentación de serpentinitas puede permitir una traslación horizontal grande, correspondiente al grueso de los yacimientos. En otros casos, en zonas de grandes rupturas tectónicas, en especial en las fracturas profundas y en los corrimientos regionales, se obser-

van campos enteros de superficies de decenas e, incluso, de cientos de kilómetros cuadrados, de megabrechas dislocadas muy peculiares, que reciben el nombre de *mélange tectónica*. Este nombre fue propuesto por el geólogo inglés Grinley para las formaciones correspondientes de la isla Anglesey en la costa norte de Gales en las caledonitas británicas, pero el mismo fue en especial popular después de los trabajos de E. Beyli y A. McAllen acerca de la «mélange de Ankarsk» y de A. Gánser sobre la «mélange colorida» (coloured mélange) en la faja alpina del Cercano y Medio Oriente. Además de bloques y lentejones de serpentinitas, en la composición de la mélange pueden entrar las rocas más heterogéneas: esquistos metamórficos verdes, amfibolitas, gabro, vulcanitas básicas (diabasa y otras), silicitas (incluidas las radiolaritas), calizas estratificadas y rifogénicas, pizarras arcillosas y argilitas, etc. El colorido heterogéneo, verde, rojo, negro de estas rocas, dio motivo a Gánser para escribir sobre la mélange colorida. En la URSS la mélange colorida en su forma típica se circunscribe al Pequeño Cáucaso en las zonas de Seván—Akerinsk y del Vedi (fig. 192). El contenido relativo de distintas rocas puede variar, pero la presencia de las magmatitas básicas y ultrabásicas hay que considerarla indispensable para la mélange típica. La potencia de la mélange puede ser de decenas, centenas y, a veces, de más de mil metros. En la actualidad, algunos geólogos son proclives, por ejemplo, a considerar en calidad de mélange tectónica ininterrumpida la potente serie franciscana de dorsales de la Costa de California.

El origen de la mélange tectónica sigue siendo discutible. A. Gánser consideraba a las mismas como arrastres subácueos y formaciones de desmoronamientos, o sea, olistostromo como se acostumbra a expresarse ahora. Aunque la participación de los fenómenos de arrastre y desmoronamiento en los estadios iniciales y, quizás mejor, en los finales del desarrollo de la mélange, resulta bastante probable, por el contrario, sin duda, ante todo ellas son tectonitas, cuyas génesis están vinculadas con grandes traslaciones verticales y (u) horizontales. Las mélanges suelen encontrarse en condiciones estructurales muy específicas, en los eugeosinclinales. El conjunto de las rocas de la mélange es característico para la corteza oceánica contemporánea; a ellas se las considera coincidentes con las zonas minerales de Benioff.

Desplazamientos. Otro tipo de rupturas tectónicas con traslación son los desplazamientos. De modo semejante a los corrimientos, la formación de los desplazamientos habitualmente coincide con la formación de pliegues lineales, o sea, transcurre en un ambiente de manifestación inmediata de una compresión tangencial intensiva. Además, los desplazamientos aparecen en aquel caso cuando la relación de las fuerzas de apretamiento en un sector, cambia más o menos bruscamente en relación a los sectores vecinos en extensión, por ejemplo, a consecuencia del hundimiento o del levantamiento de un extremo de una plataforma o de un macizo medio, o del funda-

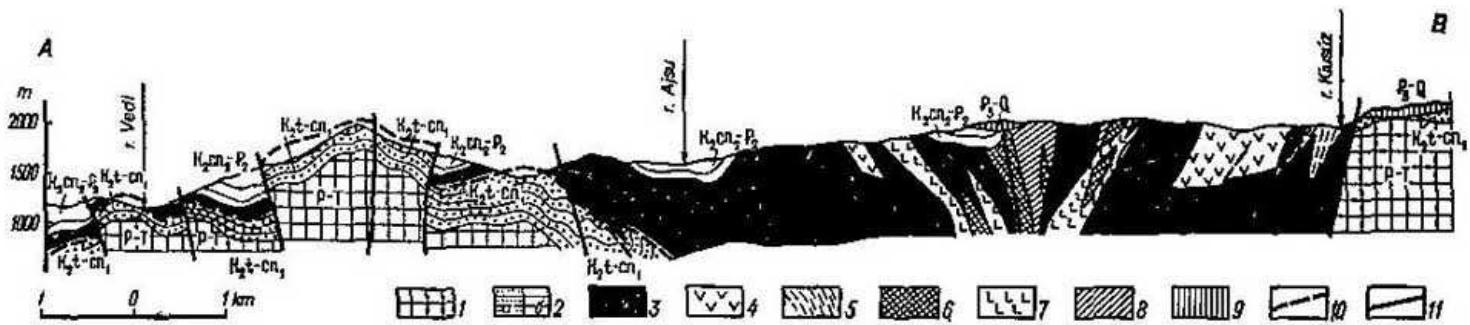


Fig. 192. Textura interior de la zona ofiolítica del Vedi en el Cáucaso Menor y el corrimiento con declive suave de mélange colorido, deformado por pliegues y rupturas más tardíos (según M. G. Lomidze)

1—zócalo de encuadramiento paleozoico-triásico de la zona ofiolítica; *2*—cobertura de las rocas sedimentarias: turonienses-konialnikenses inferiores (a), konialnikenses superiores-eocénicas (b); *3*—mélange colorida; *4—5*—elementos aislados de la mélange colorida: piroclastitas masivas (*4*), margas y calizas margosas (*5*); *6*—serpentinitas y peridotitas serpentinizadas; *7*—gabroides, *8*—esquistos verdes metamórficos; *9*—lavas jóvenes; *10*—corrimiento en la base del manto tectónico del Vendi; *11*—fallas y cabalgones más tardíos

mento de la propia zona de pliegues, a consecuencia del cambio de potencia o de la composición litológica de los sedimentos que participan en el plegamiento, etc. Como resultado, bloques separados del plegamiento, o un haz entero de pliegues, tienen la posibilidad de avanzar más adelante en dirección del movimiento general de las masas, que los vecinos, separándose de ellos por superficies de desplazamientos, orientadas transversalmente o en diagonal con respecto a la disposición general de la zona de plegamiento. La traslación total en el sistema conjugado de desplazamientos conduce a la reduc-

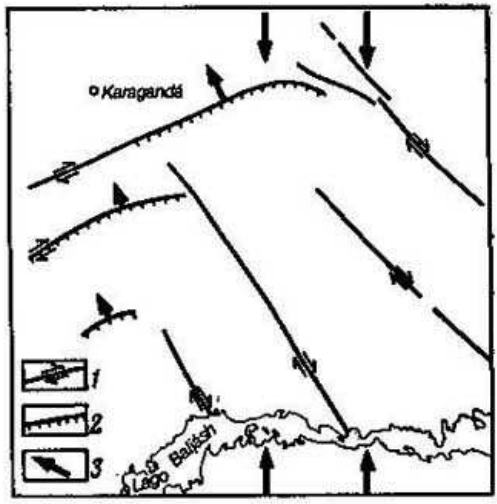


Fig. 193. Desplazamientos y corrimientos conjugados en el Kazajstán central (según A. I. Suvórov)
1—desplazamientos profundos; *2*—corrimientos profundos; *3*—tensiones regionales

ción en la dirección perpendicular a la disposición del plegamiento y al alargamiento en el sentido de la disposición, lo que es una consecuencia natural de la compresión de todo el paquete de pliegues.

En relación con la comunidad de condiciones de formación de los desplazamientos, con frecuencia se encuentran en combinación legítima con los corrimientos y las fallas-corrimientos, haciendo como de limitaciones laterales de la serie de estratos encasquetada (fig. 193). Así, por ejemplo, el gran corrimiento de Adzhichaysk, en la cuenca sur del Cáucaso Suroriental, se traslada al oeste, a lo largo del río Guerdimanchai, en un desplazamiento transversal. El bloque de Kemberlend encasquetado en los Apalaches Meridionales está limitado de ambos lados por desplazamientos transversales. Numerosos desplazamientos, conjugados con corrimientos, han sido establecidos en la región de las Cuencas y Dorsales en la parte sur de las Montañas Rocosas. En casos semejantes, el desplazador del desplazamiento no se continúa a profundidad en grandes distancias, sino que se fusiona con la superficie de suave declive del corrimiento. A medida que se aleja del frente del corrimiento, estos desplazamientos se apagan paulatinamente.

Por otra parte, se tienen desplazamientos independientes de los corrimientos, que dividen los plegamientos en bloques aislados, y que se diferencian por una pendiente distinta, a veces opuesta, de la superficie axial, y por un grado diferente de la asimetría do las alas. De ejemplo pueden servir los desplazamientos que complican la textura del anticlinal de Semigorsk en el Cáucaso Noroccidental en los lugares de cambio de la pendiente de su superficie axial.

Desplazamientos semejantes se extinguen con el paso de los anticlinales a los sinclinales.

También se observan desplazamientos que forman sistemas enteros, con frecuencia dispuestos en forma de bastidores, que se intersecan como grupos de pliegues y no como pliegues individuales, y que se extienden a lo largo de decenas de kilómetros. Estos desplazamientos, es evidente, están vinculados con fracturas profundas transversales y sirven de reflejo superficial de las mismas. A esta categoría se refieren, probablemente, los desplazamientos que cortan la zona de plegamientos de las montañas del Jura. Algunos de ellos, más adelante, hacia el norte, se transforman en fracturas limitantes del graben del Rhin,

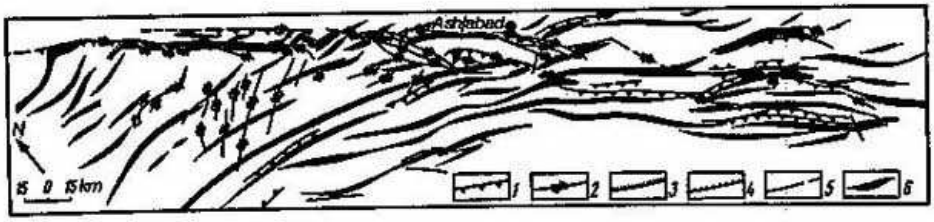


Fig. 194. Esquema de disposición de las principales rupturas y pliegues del Kopet-Dag (según L. M. Rastsvetáev, simplificado)

1—corrimientos y caballones; *2*—desplazamientos; *3*—coberteras; *4*—fallas; *5*—rupturas con un carácter no establecido de traslación de las alas; *6*—ejes de los principales anticlinales

y otros se dirigen por el sur hacia los Alpes. Además de las principales alteraciones de desplazamiento, se tienen fracturas de emplumadura del mismo tipo, que se aproximan en ángulo hacia las básicas.

En una serie de formaciones de plegamiento, en particular, como se citara en el capítulo precedente, en el Kopet-Dag (L. M. Rastsvetáiev y otros) en los Cárpatos Ucranianos (M. A. Bier) se han descubierto sistemas conjugados de desplazamientos diagonales, interpretados como resultados de un rompimiento bajo la acción de presiones de compresión, perpendiculares a la zona de plegamiento dada (fig. 194). Este es uno de los tipos más importantes de desplazamientos.

Finalmente, hay que recordar que alguna traslación de estratos en el plano horizontal acompaña a las fallas o a los caballones, transformando a éstos en desplazamientos-fallas o en desplazamientos-caballones. Genéticamente, este fenómeno difiere de los verdaderos desplazamientos y está ligado a un traslado oblicuo, no rigurosamente vertical, de los estratos pertenecientes a las fallas o a los caballones.

Los desplazamientos típicos son bastante rectos, poseen una superficie vertical o casi vertical del desplazador y, por lo común, son acompañados por brechas tectónicas (milonitas).

Agrietamiento y clivaje. Además de las rupturas con traslado se observan rupturas sin traslación, o grietas, desarrolladas en todos los lugares tanto en los geosinclinales como en las regiones de plataforma. Aunque la aparición de este *agrietamiento general* (V. V. Beloúsov) en una primera instancia no está vinculada con tensiones tectónicas, y es provocada por la compactación y el deshidratamiento de las rocas de sedimentación en el proceso de diagénesis y litificación, y por la disminución del volumen de las rocas magmáticas durante el enfriamiento y cristalización, la orientación de estas grietas muestra una dependencia perfectamente determinada con

respecto a las estructuras tectónicas y al carácter del campo de las tensiones tectónicas. Aquí hay que distinguir el *agrietamiento planetario* (véase el cap. X) del *agrietamiento regional* y *local*. Este último está vinculado con la formación de pliegues y en caso de una manifestación suficientemente clara, ejerce una influencia mayor en la orientación de las grietas y en la frecuencia de la disposición de las mismas que la estructura regional, especialmente en condiciones de plataforma (E. N. Permiakov). En los macizos intrusivos la disposición de las grietas está determinada por la forma de éstas (la que a su vez en mucho depende del campo de las tensiones tectónicas) y por la textura interior.

El estudio del agrietamiento tiene una gran importancia práctica en una serie de campos de la geología aplicada. En la geología del gas y del petróleo en los últimos años se estudian intensamente los colectores agrietados, los que con frecuencia contienen grandes depósitos de petróleo (por ejemplo, las calizas del cretásico superior del Cáucaso Nororiental). En las regiones de desarrollo de los colectores agrietados es muy importante establecer la regularidad regional de difusión de las zonas de mayor agrietamiento. En la geología de minas el agrietamiento se estudia como factor que con frecuencia controla la disposición de las vetas o la concentración elevada de los minerales. En la geología de ingeniería la investigación del agrietamiento es un elemento necesario para las búsquedas relacionadas con la construcción de diques, túneles, etc. Finalmente, el cambio de la intensidad y orientación del agrietamiento debe ser tomado en cuenta al proyectar el estudio de los minerales, en especial los subterráneos.

Un lugar preponderante entre los tipos del agrietamiento tectónico es ocupado por el *clivaje*, o sea, el sistema de superficies de agrietamiento dispuestas en forma muy compacta, que pasan en ángulo con respecto a la estratificación y orientadas regularmente en relación a la estructura de plegamiento. El clivaje se observa únicamente en las zonas de plegamiento de origen geosinclinal, que han experimentado una carga sensible y una deformación intensiva, con la formación de pliegues lineales muy comprimidos. El clivaje aparece, por lo visto, después de que se ha agotado la posibilidad de la formación de pliegues mediante una deformación elástico-viscosa, y comienza el rompimiento. A lo largo de las grietas del clivaje, habitualmente paralelas a las superficies axiales de los pliegues, suceden pequeños traslados diferenciales de placas aisladas de rocas, que conducen a una compresión subsiguiente del paquete de plegamiento de los estratos en dirección horizontal y hacia el alargamiento de los pliegues en dirección vertical. Con esto, las propias placas sufren una deformación análoga y en un estadio determinado del proceso se arrugan en micropliegues.

El proceso de formación del clivaje comienza con el engendramiento de las grietas de clivaje en las capas intermedias de las rocas más plásticas. Luego estas grietas se manifiestan en rocas menos

plásticas, pero aquí ellas se disponen en forma menos compacta y más empinada con respecto a la estratificación. A medida que la deformación continúa y se acentúa, las grietas del clivaje se vuelven cada vez más frecuentes y cortan el grueso de las rocas en un ángulo, independientemente de la plasticidad relativa de los estratos intermedios. Sin embargo, hasta el momento no sucede ninguna reorientación de los granos minerales que componen la roca; éste es el denominado *clivaje de fractura*. La subsiguiente intensificación de la deformación provoca la reorientación de los minerales planos y alargados a lo largo de las superficies de las grietas de clivaje, y el clivaje de fractura se transforma en clivaje de corriente, habitualmente paralelo a los planes axiales de los pliegues. Luego comienza la formación de los micropliegues u *ondulamiento*, al principio de nuevo en los estratos intermedios más plásticos, luego en los menos plásticos. El ondulamiento extingue paulatinamente el clivaje; con el aumento de las deformaciones, el incremento de la carga estática y la elevación de la temperatura el ondulamiento también desaparece, siendo reemplazado por el esquistosamiento (desquistosamiento laminar, foliación), a lo largo del cual después se orienta la distribución veteada de los minerales en las pizarras cristalinas y en los gneises (fig. 195).

En una determinada contradicción con el esquema explicado, se encuentran los datos de investigaciones aisladas (I. V. Kirílova, J. S. Maxwell) acerca de que el clivaje de fractura se forma no antes sino después que el de corriente. Esta contradicción es probable que sea ficticia, ya que se trata, evidentemente, de la segunda generación del clivaje de fractura de otro tipo un tanto distinto («slip cleavage»: clivaje de resbalamiento, según P. Bedgley).

En sus muchos trabajos sobre los clivajes, el geólogo belga P. Fourmarier formuló la idea de que el clivaje puede aparecer sólo a una determinada profundidad, bajo una carga de sedimentos de una potencia no menor que 5—7 km; este nivel fue denominado por él «frente de esquistosidad». Otros investigadores hacen bajar esta cifra hasta los 3 km; el propio Fourmarier admitió que cerca de las intrusiones el frente de esquistosidad puede elevarse. Es evidente que existen otras causas de las sensibles variaciones de la profundidad del frente de esquistosidad. Así, los datos de las excavaciones de pozos petrolíferos de gran profundidad no muestran la aparición del clivaje en los niveles indicados por Fourmarier. Por otra parte, pueden ser brindados ejemplos de aparición de clivaje en rocas sedimentarias que no se encuentran bajo ninguna carga considerable, pero que han sufrido una compresión lateral mayor (a una conclusión semejante llegó el investigador de la RFA G. R. von Guertner). Así, por ejemplo, en la cuenca sur de Gran Cáucaso el clivaje está intensamente desarrollado en la parte central del sinclinorio de flysch, limitado en el sur por el sistema de las costuras de borde de las elevaciones del macizo medio de la Transcaucasia. El interesa las rocas sedimentarias del oligoceno (el neógeno, según todos los datos, aquí no se sedimentó) más jóvenes en la depresión de flysch, desapareciendo en los hundimientos del sistema de pliegues junto con la sumersión de las depresiones de flysch limitadoras de las elevaciones. No se manifiesta en esta zona la aparición de un magmatismo intrusivo joven.

A diferencia del punto de vista tradicional, de acuerdo con el que el clivaje se forma en un ambiente de «stress» muy intensivo (lo que se confirma con el ejemplo mostrado arriba), I. V. Kirílova propuso una nueva hipótesis de origen del clivaje, vinculada con la hipótesis

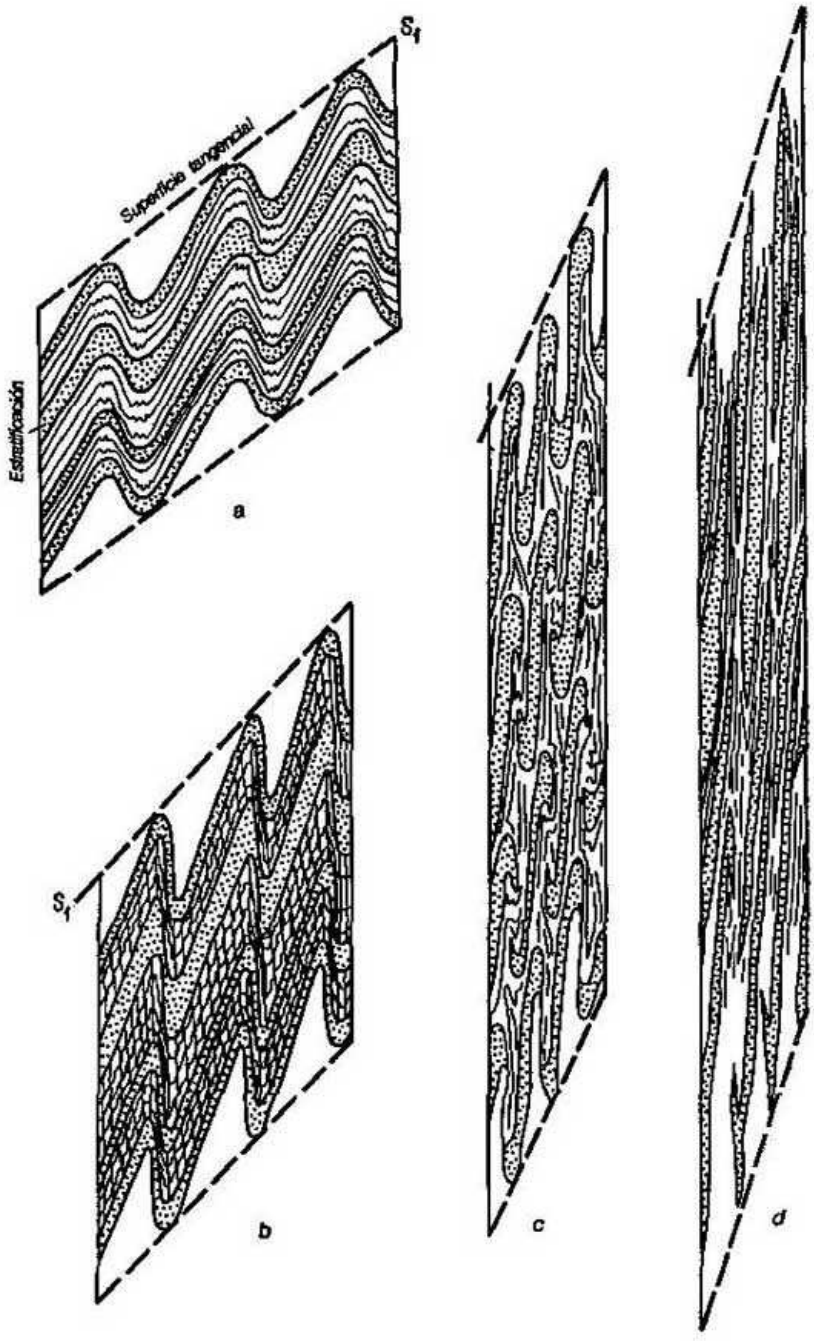


Fig. 195. Compresión sucesiva del estratificado con un enquistamiento (a, b), con respecto al que después se orienta paralelamente la textura en franjas del gneis (c, d) (según F. Jh. Terner y L. E. Weiss)

de diapirismo de profundidad de A. A. Sorsky y V. V. Beloúsov (véase el § 1 del cap. XI). Según la idea de ella, el clivaje es consecuencia de una corriente laminar ascendente de rocas arcillosas o contenedoras de material arcilloso, que se hinchan al absorber los vapores de agua y gases que emigran hacia abajo en los estadios iniciales del metamorfismo regional. Algunos otros investigadores (J. S. Maxwell, E. S. Hills) también notan que la formación del clivaje permite separar vapor de agua de las rocas arcillosas con la aparición de grandes y anómalas presiones en capas, las que pueden igualar e incluso superar a las presiones litoestáticas (geoestáticas). Pero *el principal factor* de formación del clivaje *es*, evidentemente, *la compresión tangencial*, lo que es confirmado tanto por las investigaciones petroestructurales (J. Dietrich), como por los experimentos de reproducción del clivaje con estrujamiento del material plástico con un tubo angostador, efectuados ya por V. Ridel y repetidos hace poco por E. I. Patalaja.

Rupturas de origen exógeno. A semejanza de los pliegues también las rupturas pueden formarse a consecuencia de la aparición de procesos exógenos. Más arriba ya se habló de la formación de grietas durante la diagénesis de las sedimentaciones; las grietas también aparecen debido a la aireación y (o) descarga de las rocas sedimentarias que están ubicadas por encima. El aumento del volumen de la anhidrita al transformarse en yeso, del agua al congelarse, provoca una expansión y sirve de causa a la aparición de grietas y fallas. Las grietas y las fallas acompañan también la precipitación de las rocas durante las lixiviaciones kársticas, la actividad de los volcanes de lodo. Son muy diversas las alteraciones de ruptura: grietas, fallas, corrimientos, desplazamientos, son observados cuando se producen deslizamientos superficiales de la tierra. Las alteraciones glaciares se expresan no sólo en los pliegues, sino que también en los corrimientos y en los desplazamientos.

§ 2. Desarrollo de las rupturas corticales en el tiempo

Las principales leyes que tratan del desarrollo temporal de la formación de pliegues, se refieren también a las rupturas de plegamiento. Por regla, primero se forman los pliegues, y luego ellos se complican con rupturas. Sin embargo, en algunos casos, descriptos y reproducidos experimentalmente por P. Bedgley, la formación de las rupturas (corrimientos) comienza ya con el yacimiento horizontal o casi horizontal de los estratos, y los pliegues se forman a un mismo tiempo con el movimiento por las rupturas. En las condiciones naturales tales relaciones se han notado en la zona exterior de los Apalaches y en el antepaís de las montañas rocosas en Canadá, donde los corrimientos superficiales muestran una notable deformación en pliegues (véanse las figs. 184 y 185).

La irregularidad del desarrollo está expresada en forma más contundente en las rupturas que en los pliegues, debido a que el comienzo o la reanudación de los desplazamientos por las rupturas exige una determinada acumulación de tensiones tangenciales de

rompimiento. Pero el estudio de los terremotos muestra que la descarga de las tensiones se produce mediante temblores pequeños y parciales, tomados en la escala del tiempo geológico como una traslación prácticamente ininterrumpida de las alas de la ruptura. El desarrollo de las rupturas consedimentacional, o sea el que se produce al mismo tiempo que los depósitos sedimentarios, está demostrado fehacientemente para las alteraciones de falla de la zona anticlinal del Prebalján, de la depresión entre montañas Transcaspiana, en los trabajos de A. Ya. Gavrílov, L. Ya. y T. V. Zhvartz,

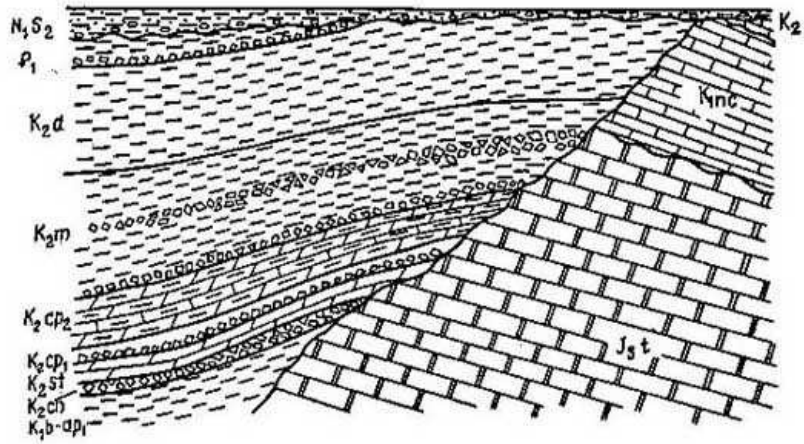


Fig. 196. Zona consedimentacional de flexura-ruptura de Budug, en el Cáucaso Suroriental

quienes propusieron una metódica especial para el estudio de las rupturas consedimentacionales según los datos de la perforación (véase la fig. 180).

Gracias al prolongado desarrollo de las rupturas, paralelamente a la acumulación de depósitos sedimentarios, la amplitud de las mismas crece con la profundidad estratigráfica. Así, la amplitud de la fractura principal del Prebalján es de 20—50 m, de Kum-Dag en los depósitos de Bakú, en la frontera de akchaguil y el grueso de las rocas rojas es de 300—500 m, y en el Nebit-Dag al nivel del sector inferior del grueso de las rocas rojas, la amplitud de la fractura es de 1200—1500 m. Las rupturas más pequeñas tienen distinta edad, fundamentalmente del cuaternario, y se extinguen a profundidad.

Un ejemplo claro de falla consedimentacional bien desnuda, o sea, de flexura, lo brinda la fractura de Budug en el Cáucaso Suroriental (fig. 196). Aquí un potente grueso del cretácico superior del paleógeno se apoya contra las calizas del malm—neocomiense por superficies que no tienen rastros de traslación tectónica y, por el contrario, tienen carácter erosivo. Las capas intermedias del bloque conglomerado-brecha de calizas del malm—neocomiense, de arcillas arenizadas y margas, al acercarse al contacto, nos dicen que a la

fractura en el transcurso del cretácico tardío y el paleógeno temprano se le unió coincidentemente la línea costera de la cuenca, y el ala levantada sobresalía en forma ininterrumpida en el relieve en forma de un borde rocoso que periódicamente era sometido a embestidas en relación con desplazamientos más bruscos. Este último se expresa con precisión sólo a profundidad, y en la superficie todo el tiempo se «curaba» mediante la acumulación de sedimentos en el ala caída.

Tanto la falla de Budug como la principal del Prebalján, son rupturas regionales, vinculadas, probablemente, con fracturas de profundidad, para las cuales es característico un desarrollo prolongado. Un fenómeno semejante es el desarrollo de las rupturas de la cuenca de Viena y la periferia de la depresión del golfo de Méjico. Pero también fallas y caballones más pequeños, como se observan en Turkmenia Occidental, en el Cáucaso Suroriental, y en la región salinocupular de Embensk, se desarrollan durante un tiempo relativamente largo, aunque en períodos menores que las fracturas del primer tipo; unos pocos, muy raramente 10—15 millones de años, en comparación con las muchas decenas de millones de años.

Los corrimientos se desarrollan, en general, con más rapidez que las fallas, los caballones y, probablemente, que los desplazamientos;

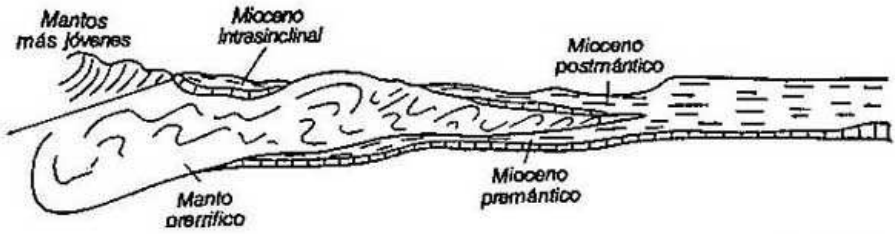


Fig. 197. Manto «consedimentacional» de El Rif (Marruecos) (según G. Choubert)

con mayor rapidez en términos relativos se forman los mantos, en especial los gravitacionales.

La formación de los grandes corrimientos y los mantos de la cuenca sur de Gran Cáucaso tuvo lugar en el transcurso del plioceno medio. Los corrimientos que complican los pliegues volcados de la zona interior de la depresión de Kubán Occidental, alteran las sedimentaciones hasta el eoceno superior incluido, pero se recubren transgresivamente con el oligoceno inferior. En el sur del Pequeño Cáucaso (la cuenca del río Vedi) se formó un charriage en los límites del siglo coniacense del cretácico tardío (M. G. Lomidzo), y en el dorsal de Alai del Tian-Shan Meridional, en el siglo moscovita del carbónico medio (V. S. Burtman).

El charriage frontal de los Cárpatos Occidentales en la formación de la depresión de avanzada entre los meridianos de Moravia, Ostrava y Krakow, recubre tectónicamente la roca sedimentaria del mioceno hasta las inferioridades del tortonence inclusive, y, a su vez, se recubre transgresivamente con estratos más altos del mismo tortonence. Casi la misma relación se establece en el extremo sur de El Rif en el norte de Marruecos. Aquí la parte frontal del sistema del charriage del Prerrif se extiende por debajo (tectónicamente) y se recubre (transgresivamente) con estratos del piso burdigalense del mioceno temprano, yaciendo, en general, en concomitancia con ellos. El manto se deslizó a la cuenca marina y es como si hubiese entrado en calidad de uno de los miembros de la serie sedimentaria del mioceno, resultando ser una formación consedimentacional (fig.197). Como se mostró en el cap. XI, fenómenos semejantes son característicos para toda la periferia sur de la faja alpina Mediterránea, desde España hasta Turquía

y Omán. En pequeña escala ellos fueron descriptos para los Cárpatos Ucranianos (V. G. Kornéieva).

Una vez aparecido, el corrimiento puede sufrir vivificaciones sucesivas, como fuera establecido por V. S. Popov para los corrimientos del extremo norte de la cuenca del Donétz. Habiéndose manifestado ya en el paleozoico tardío, estos corrimientos continuaron existiendo en el meso-cenozoico. Así, el corrimiento Diamantino afecta la roca sedimentaria hasta el paleógeno inclusive; su amplitud por el carbonífero es de más de 1600 m, por el cretácico 100 m, y por el paleógeno sólo 15—20 m. El corrimiento de Mariev, con amplitud por el carbonífero de 1500 m, a fines del cretácico sufrió un desplazamiento con una amplitud de hasta 300 m, etc. Si el más septentrional de estos corrimientos, el del Donétz Norte, se debe considerar como la expresión superficial de una fractura de profundidad en la frontera entre la cuenca del Don y la placa Rusa, entonces, a los corrimientos más meridionales, que también se desarrollaron durante muy largo tiempo, les es propia, probablemente, la de cobertera sedimentaria.

Como ya se indicó (§ 2 del cap. XI), se observa una migración de forma de corrimiento a lo largo y a lo ancho del tendido inferior de las construcciones de plegamiento, que tiene la misma regularidad que para la formación de los plegamientos.

Es sumamente interesante y fundamental, que en muchas regiones no se halla ninguna vinculación determinada entre las potencias de las rocas sedimentarias, o sea, entre la dimensión de los hundimientos y la posterior formación de los charriages. Los charriages clásicos de los Alpes de Glaris y de Provance han sido formados por rocas sedimentarias de poca potencia de tipo subplatafórmico y lo mismo sucede con muchos mantos de los Cárpatos Occidentales (de Hoch, Krizhnianski y otros) y en las calizas de los Alpes Orientales. Con más razón, no se puede hablar de alguna vinculación con las potencias en el caso de mantos de una base de tipo pennítico. Es evidente que las premisas más importantes para la formación de los mantos gravitacionales fueron la amplitud y el gradiente de las elevaciones orogénicas, y también la plasticidad de las rocas sedimentarias en la base de los mantos. Factores propicios también resultaron, como mostraron M. K. Hubbert y L. V. Beliakov, la elevada presión de los vapores de agua al pie del manto y la hidratación de la anhidrita. Para los mantos no gravitacionales de la cobertera, una importancia decisiva debió de tener la dimensión de la compresión tangencial, y para los mantos de la base, además, el elevado calor del torrente, capaz de permitir la removilización del fundamento granítico-metamórfico. No es casual que la región de los mantos Pénnidos y Orientales Inferiores en los Alpes, así como la región de los mantos cristalinos en los Himalayas, muestran un súbito rejuvenecimiento de la edad radiométrica de las rocas antiguas.

§ 3. Textura general y tipos principales

El resultado del ciclo completo de desarrollo de la región geosinclinal es la formación de una *región de plegamiento*, y del sistema geosinclinal, de un *sistema de plegamiento* o *textura de plegamiento*. En el presente observamos en la superficie de los continentes construcciones de distinta edad e historia: jóvenes, alpinas y antiguas renovadas con elevaciones novísimas. Cada construcción de plegamiento tiene sus particularidades, pero para la ciencia sería más importante aclarar primero los rasgos generales de la textura de las mismas.

Los primeros intentos en esta dirección se refieren a los fines del siglo XVIII, cuando de Saussure, Pallas, Guildenshtedt y otros, establecieron que en las partes centrales de las construcciones montañosas de plegamiento, habitualmente se manifiestan rocas cristalinas: granitos, gneises, consecuentemente

revestidas por sedimentarias, cada vez menos y menos cambiadas hacia la periferia. Una influencia considerable, en especial en el desarrollo de la geotectónica en otros países, tuvo el esquema de L. Kober, formulado en los años veinte de nuestro siglo.

El esquema de Kober (fig. 198) consideraba la separación, en los límites de la construcción de plegamiento —*el orógeno* según Kober— de las siguientes zonas estructurales: 1) *forland*, o sea las plataformas; 2) *hondura de borde* (Vortiefe), o sea, depresiones de avanzada; 3) *extérnida*, o sea, la zona exterior de la construcción de plegamiento, o zona miogeosinclinal según la terminología moderna, compuesta de flysch o de sedimentos neríticos de los estadios iniciales

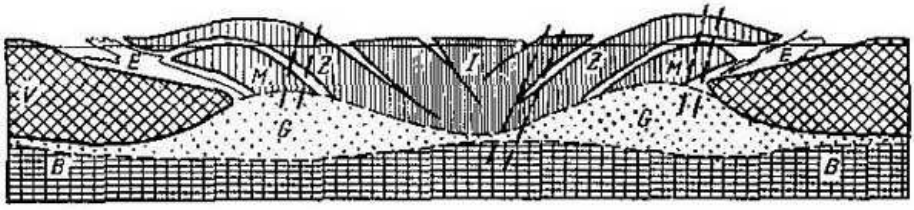


Fig. 198. Textura del orógeno (según L. Kober)
V—forland; E—extérnidas; I—intérnidas; M—metamórfidas; Z—centrálidas; G—zona granítita; *B*—zona basáltica

del ciclo; 4) *metamórfica*, una zona más interior (eugeosinclinal) de la construcción de plegamiento, que ha sufrido un metamorfismo regional más o menos intensivo; 5) *centrálida* o sea el núcleo de la construcción de plegamiento, de formaciones con rocas de plegamiento y metamorfeadas del ciclo anterior; 6) *intérnida*, o zona de los macizos del medio.

Todas estas zonas son realmente características para la gran mayoría de las construcciones de plegamiento, cualquiera sea la edad de las mismas, pero, como mostraron las investigaciones fuera de los límites de los Alpes (los Alpes sirvieron de patrón al esquema de Kober), el conjunto de estas zonas, su secuencia y sus interrelaciones pueden diferenciarse sustancialmente de las observadas en los Alpes y consideradas por el esquema. Así, ya en los vecinos de los Alpes, los Cárpatos, no observamos las zonas metamórfidas; tampoco se encuentra ella en los Pirineos ni en los Balkanes. En el Gran Cáucaso las centrálidas (los anticlinorios del dorsal Principal) están dispuestas más cerca de la plataforma que las metamórfidas (lo mismo sucede en los Apalaches, si se toman como centrálidas los anticlinorios del dorsal Celeste); entre las metamórfidas (paleozoica, trías y jura de la cuenca sur) y las intérnidas (macizo medio de la Transcaucasia), nuevamente aparecen formaciones del tipo de las extérnidas (el flysch de la cuenca sur); en las partes más hundidas del Gran Cáucaso las centrálidas no salen a la superficie; a la zona axial de la construcción se suman las metamórfidas, y a las alas las extérnidas, además, aquí el carácter de las extérnidas es muy distinto en las pendientes norte (malm nerítico semiplegado y creta) y del sur (flysch escamoso isoclinal de la misma edad). En la construcción de plegamiento de Verjoyansk en esencia no hay centrálidas ni metamórfidas; todo ello se agrupa con las formaciones del tipo de las extérnidas. En los Urales las centrálidas (Uraltáu, la elevación de Tobolsk—Mugodzharck) se alternan con las metamórfidas (las depresiones de Taguil-Magnitogorsk y Transuralense); las extérnidas están representadas del modo más típico por el sinclinorio de Sílaír.

Una insuficiencia seria del esquema de Kober es que también en el mismo se ha incluido la idea sobre la necesidad de un recubrimiento con un charriage grande de unas zonas con respecto a otras, en especial de las metamórfidas con las centrálidas. Además, Kober es evidente que sobreevaluó la simetría en la textura de las zonas de plegamiento; de acuerdo con su esquema el orógeno está construido en forma de abanico con un encasquetamiento de ambas ramas del

macizo central (intérnidas o zona entre montañas) hacia el lado de la plataforma; el macizo medio puede mezclarse con la costura («Narbe» en alemán), como esto tiene lugar en los Alpes. Entre tanto, el movimiento de las masas desde los macizos medios se observa con menos frecuencia que en el sentido de estos macizos[1]); el Gran Cáucaso, en general, casi por entero está volcado hacia el lado del macizo medio de la Transcaucasia, pero esto no es totalmente típico. Por lo común, cada rama del orógeno es un megaanticlinorio en forma de abanico individual, engendrado por un sistema geosinclinal particular. La dominación de una u otra vergencia depende de las relaciones de la posición hipsométrica del fundamento de la plataforma y del macizo medio; la construcción de plegamiento se encasqueta en mayor medida en aquel elemento de su entorno que se halla más hundido. En esencia, como ya observara E. Kraus, el esquema de Kober responde a un orógeno dual y no a un único. En virtud de esto, Kraus al proponer su esquema de construcción del orógeno (fig. 199) sobrevaluó un tanto la simetría

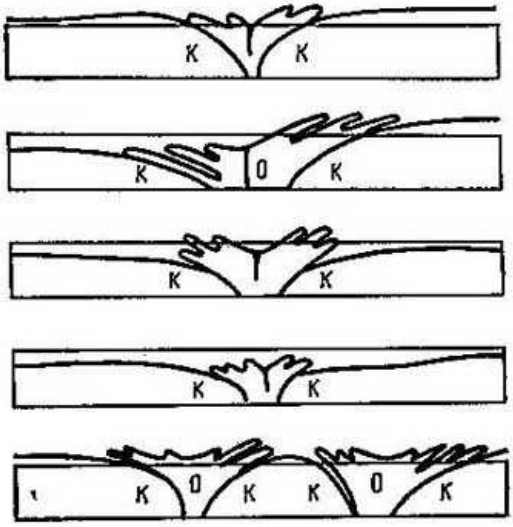


Fig. 199. Tipos de orógenos bilaterales (según E. Kraus)
O—orógeno; K—kratógeno (plataforma)

en su textura, considerando que la construcción de plegamiento necesariamente debe ser en forma de abanico (divergente)[2]). En realidad, las construcciones asimétricas del tipo de los Cárpatos o del Cáucaso, se encuentran casi con la misma frecuencia, si es que no más a menudo, que las simétricas del tipo de los Pirineos. A esta cuestión volveremos.

Los rasgos importantes en la zonalidad transversal de las construcciones de plegamiento fueron apuntados por W. Bucher, quien, fundamentalmente en el ejemplo de los Apalaches y de los Alpes distinguió tres zonas: 1) *la faja exterior de plegamiento no profundo y de corrimientos*; 2) las masas de encasquetamiento de borde o *zona de encasquetamientos de escarpa*, que subrayan el corte general de la cobertera deformada con el fundamento; 3) *la zona de los pliegues corticales* y *de metasomatosis*. En el esquema de Bucher fue apuntado por primera vez el gran contraste entre las zonas exteriores (1,2) y las interiores (3) de las construcciones de plegamiento, que se manifiesta en que, en las primeras, el fundamento no participa en las deformaciones de plegamiento, mientras que en las segundas se halla intensamente incorporado gracias a la removilización de su material.

Como esquemas de género semejante pueden también incluirse el de V. V. Beloúsov, que determina la distinción de los siguientes elementos: 1) *elevactones centrales*, que incluyen, es evidente, las análogas a las extérnidas y metamórfidas de Kober; 2) *los intrageosinclinales firmes*, que responden más o menos a las

---

[1]) Este error dimana, nuevamente, de la elección no del todo feliz del patrón del esquema.

[2]) Es cierto, con esto se admite que el volcamiento hacia un lado puede ser expresado de un modo más fuerte que hacia el otro.

centrálidas; 3) *las superposiciones de muldas*, que son complicaciones de las formas estructurales de los dos primeros tipos; 4) *las depresiones de avanzada y entre montañas*; 5) *los parageosinclinales* de las depresiones geosinclinales, que no han sufrido inversión y que no ocupan una posición estructural determinada. El esquema de V. V. Beloúsov no es lo suficientemente detallado, ya que no abarca todos los tipos principales de los elementos estructurales de las zonas de plegamiento; además, él incluye elementos de diferente rango (las superposiciones de muldas con respecto a los demás) y de carácter confuso (los parageosinclinales).

Y bien, lo común en la textura de las construcciones de plegamiento se reduce a que todas ellas están compuestas por determinadas zonas estructurales-faciales o, mejor, estructurales-formacionales, cada una ubicada en forma regular con respecto a las demás. Cada una de estas zonas, compuesta por determinados tipos de formaciones, que responden a estadios separados del desarrollo del sistema geosinclinal, se caracteriza por su tipo («estilo») de estructura de plegamiento, de la manifestación en algún grado del magmatismo intrusivo y del metamorfismo. Las diferencias entre distintas construcciones de plegamiento se expresan: a) en la distinta plenitud del desarrollo de las diversas zonas estructurales-formacionales, dependientes de la historia del sistema geosinclinal dado; b) en la diferente sucesión de la ubicación de estas zonas, determinada por el primer plano de textura del sistema geosinclinal y, en parte, por la escala de las traslaciones horizontales; c) en la dispar amplitud de las elevaciones, la diferente tensión del plegamiento, el distinto grado de manifestación de los corrimientos y de los charriages; d) en la simetría o la asimetría en la disposición de las zonas estructurales-formacionales y en la dirección del desplazamiento visible (superficial) de las masas.

Se entiende que es conveniente distinguir los siguientes tipos de zonas estructurales-formacionales de las construcciones de plegamiento.

1. **Los núcleos antiguos (centrálidas).** Ellos se componen del ciclo geosinclinal formado en el ciclo anterior o de uno de los más tempranos, sometidos a un plegamiento intensivo, granitización y metamorfismo regional, que componen el fundamento (complejo de base) de la serie formacional del último ciclo. En algunos lugares, sobre la superficie del núcleo se halla presente una cobertera de sedimentación de poca potencia, sedimentada en condiciones de régimen geosinclinal. La diferencia entre los núcleos antiguos de los macizos medios consiste en que ellos son más angostos (hasta 30—50 km de ancho, raramente más), extendidos según la disposición de la construcción de plegamiento, se hallan incorporados a su estructura de plegamiento-encasquetamiento, mostrando una notable plasticidad.

Con esto, las rocas de la cobertera están intensamente dislocadas e incluso, con frecuencia, metamorfizadas, como los graben-sinclinales del jurásico inferior en el núcleo paleozoico del Gran Cáucaso, o en los macizos cristalinos exteriores de los Alpes.

Por la edad el material de los núcleos antiguos puede referirse al ciclo inmediatamente precedente, por ejemplo, el núcleo hercíniano en las construcciones alpinas de la Vieja Planicie, los Pirineos, los Andes, o a uno de los ciclos más tempranos, como los núcleos baikálicos de los Urales y las hercínidas europeas occidentales. Las intrusiones jóvenes y las efusiones no son aquí rarezas. Los núcleos antiguos con frecuencia, pero no siempre, están limitados por fracturas, además, estas últimas pueden tener carácter de corrimiento o, incluso, de charriage (por ejemplo, el corrimiento hacia el sur del antiguo núcleo del Cáucaso Central, el corrimiento hacia el noreste del macizo de Marmarosh en los Cárpatos Orientales, etc.).

Por lo común, los núcleos antiguos aparecen en aquellos lugares de las construcciones de plegamiento, a través de los cuales pasan los doblamientos transversales anticlinales, y que se han caracterizado en el último ciclo por un desarrollo heredado (o renacido), como en el Cáucaso Central o en los Alpes Orientales. La participación considerable de los núcleos antiguos en la textura de las construcciones de plegamiento habla de que en el último ciclo el sistema geosinclinal era un geosinclinal residual (los Pirineos alpinos, los Andes Centrales, el sistema hercínico de Chinguiz—Tarbagatáy en el Kazajstán Central).

Los núcleos antiguos pueden sobresalir como grandes macizos o conformar elevaciones aisladas de formas ovalada, cupular o amigdaloide dispuestas en una o en dos filas (por ejemplo, en los macizos cristalinos exteriores o interiores de los Alpes Occidentales), construidas en forma de cadenitas o de bastidor. En todos los casos, los núcleos antiguos forman anticlinorios (no orientados, o sea, hereditarios, según V. V. Beloúsov). La estructura interior de los mismos varía desde la escamosa-isoclinal cuando hay un metamorfismo débil, hasta una estructura de cúpulas y ejes gnéisicos cuando el metamorfismo es muy pronunciado.

Los núcleos antiguos que sufren un metamorfismo repetido, o sea, una removilización metamórfica en el transcurso del último ciclo, creador de la construcción de plegamiento dada, pueden ser distinguidos con el nombre de *núcleos regenerados*. Habitualmente, la regeneración de los mismos se confirma con determinadas edades radiométricas, en especial con el método K/Ag, que indican el tiempo del último metamorfismo. Pueden servir de ejemplo los macizos cristalinos interiores de los Alpes Occidentales, los que se diferencian de los exteriores que primero sufrieron la regeneración hercínica y luego la alpina. En lo que respecta a los núcleos no regenerados, entre ellos se pueden distinguir tres variedades: 1) los cristalinos, formados por esquistos cristalinos, gneises, granitos; ellos pueden pertenecer a formaciones del ciclo anterior, pero, con más frecuencia, a otro más antiguo; 2) los núcleos metamórficos, compuestos por rocas con menor grado de metamorfosis, referidos al ciclo precedente; 3) los metamórficos-sedimentarios; en ellos, además de las rocas sedimentarias de los estadios iniciales del ciclo anterior sometidas a metamorfosis, pueden estar presentes capas de los estadios finales de este ciclo no sometidas a metamorfosis.

En las alas de los núcleos antiguos, y también en los sinclinales (sinclinorios), entre ellas, con frecuencia se encuentran sedimentos

desarrollados, acumulados en el período de relativa estabilización, de régimen casiplatafórmico, que en muchos geosinclinales separan un ciclo de desarrollo de otro. Esta *cobertera casiplatafórmica* con frecuencia es presentada como formaciones carboníferas de potencia regular, poco modificables por sus superficies. Así son, por ejemplo, las rocas sedimentarias del jura y trías en los Cárpatos y los Balkanes, en zonas de hundimiento intensivo más tardío, recubiertas con un flysch potente del cretácico-paleogénico. Las formaciones de cobertera casiplatafórmica en algunos casos poseen una estructura relativamente tranquila, en otros, en particular en los Cárpatos y en los Alpes Orientales, no sólo están intensamente arrugadas sino que adicionan exfoliaciones del fundamento de los mantos tectónicos, desplazadas en los Cárpatos Occidentales y en los Alpes a las zonas externas de flysch.

2. **Zonas interiores (intérnidas, metamórfidas).** Estas zonas son adicionadas por las formaciones iniciales de las depresiones eugeosinclinales espilito-queratófidas o esílito-queratófidas (diabásica) en combinación con la aspídica. A diferencia de los núcleos antiguos, ellas se extienden ininterrumpidamente o casi sin interrupciones a todo lo largo de las construcciones de plegamiento, a excepción de los extremos de ésta (de los hundimientos). El metamorfismo es característico pero no imprescindible, por eso, por su sentido a estas zonas es mejor denominarlas «intérnidas» que «metamórfidas». La estructura general de las zonas varía desde la de anticlinorio, cuando los núcleos antiguos están ausentes y las intérnidas suman la franja axial de la construcción de plegamiento, hasta la de sinclinorio, cuando ellas se disponen entre dos núcleos o entre dos filas de núcleos (la zona Pénnida de los Alpes Occidentales), o la de monoclinorio, cuando ellas circundan un núcleo o una fila de núcleos. A veces la estructura de las zonas interiores cambia por la disposición de la construcción, por ejemplo, en el Cáucaso, en cuya parte central ellas componen el ala del antiguo núcleo paleozoico, y en las partes noroccidental y oriental engendran los anticlinorios axiales. Según la terminología de V. V. Beloúsov, éstos son siempre giros, o sea nuevas formaciones, anticlinorios. A veces un anticlinorio perteneciente a las intérnidas se extiende a lo largo paralelamente al anticlinorio representado por el núcleo antiguo (por ejemplo, las Cordilleras Oriental y Occidental de los Andes Centrales).

La estructura interior de las intérnidas otra vez depende de la profundidad del hundimiento inicial y del grado de metamorfismo regional; cuando este último se manifiesta con debilidad, ella se expresa habitualmente mediante un sistema de pliegues lineales muy comprimidos: con un elevado metamorfismo por medio de cúpulas gnéisicas y pliegues acostados con núcleos gnéisicos. Los últimos pueden transformarse en mantos del tipo de los mantos Pénnidos de los Alpes Suizos (véase la fig. 186). Por la edad de estratificación las intérnidas pertenecen a las estratificaciones más tempranas del ciclo dado (fin del primer estadio). Las intérnidas se

presentan sólo en aquellas zonas de plegamiento que ya pasaron el estadio de hundimiento intensivo inicial y la «oceanización» de la corteza. Con ellas se asocian con frecuencia las fajas hiperbasíticas; son menos características pero bastante difundidas las intrusiones de granitoides. Con las primeras resultan regularmente vinculadas las zonas de metamorfismo de alta presión y baja temperatura (¡los esquistos glaucófanos!); con las segundas, las de baja presión y elevada temperatura (A. Myashiro).

En algunos sistemas de plegamientos, por ejemplo en los Cárpatos, las zonas interiores están bruscamente reducidas y en esencia se reducen a costuras ofiolíticas, o sea, a zonas de fracturas (corrimientos) con aparición de rocas de asociación ofiolítica.

3. **Las zonas exteriores (exténnidas)**, son engendradas por formaciones de la mitad del ciclo, además, en función de la composición de estas formaciones, la estructura de estas zonas es notoriamente diversa. Se observan respectivamente dos subtipos principales de zonas exteriores: 1) las zonas de flysch y 2) las zonas calizas. Las zonas de flysch por lo común poseen una textura de plegamiento tensado; el estilo de la estratificación varía del isoclino-escamoso y escamoso-mantial (la pendiente occidental de los Urales, la cuenca sur del Cáucaso) o propiamente mantial (los Alpes, los Cárpatos Occidentales y Orientales, los Helénidos) hasta el de forma de rastrillos en las partes relativamente hundidas y de textura más tranquila (el Cáucaso Noroeste y Sudeste). En los primeros casos un papel importante en la formación de la estratificación y de los mantos lo desempeña el mecanismo gravitacional; en el segundo caso, la compresión de las capas plásticas en las cúspides de los anticlinales. Para la estructura de muchas zonas exteriores calizas es muy característica una estratificación de baúl, acajada, la que puede ser lineal, cuando los pliegues aislados se extienden a lo largo en muchas decenas e, incluso, centenas de kilómetros, (por ejemplo, en la zona exterior de Zagros en el Irán Suroccidental) o braquiforme. Las alteraciones de ruptura en tales zonas son relativamente raras (los Alpes). Este tipo de estratificación se expresa con nitidez, además de Zagros, en Daguestán, en el Kopet-Dag, en el dorsal de Verjoyansk, en la Sierra Madre Oriental de Méjico, en la Cordillera Oriental de Colombia. Además de las capas carboníferas puras, en la constitución de este subtipo de zonas exteriores, en algunos lugares también participan capas bastante groseras de superposiciones de areniscas y arcillas[1]). Es muy característica la disposición horizontal, o muy cercana a esta posición, del espejo de la estratificación lo que se manifiesta en la igual altura de los pliegues y la salida a la superficie en las bóvedas de grupos de anticlinales paralelos y, concomitantemente, en los núcleos de los sinclinales de horizontes de igual nombre. Esta posición del espejo del plegamiento muestra el débil desmembramiento del fundamento, cercano al platafórmico. Por su origen esto,

[1]) En Verjoyansk el corte es puramente terrígeno.

es evidente, es una estratificación de compresión general, complicada por una redistribución del material plástico de formaciones arcillosas o de yeso-saliníferas, por lo común extendidas por debajo de capas calizas y desarmónicas (cortadas) en relación al fundamento. Otro tipo de zonas exteriores carboníferas, carbonato-terrígenas o de flysch-carboníferas, también bastante ampliamente difundido, se caracteriza por una estructura mucho más compleja, escamosa-isoclinal o de manto, con un corte general del complejo sedimentario con respecto al fundamento, habitualmente continuador del fundamento de la plataforma adyacente. En semejantes zonas la presencia de formaciones evaporíticas en la base del corte es un fenómeno casi infaltable. A este tipo de zonas externas pertenecen la zona Helvética de los Alpes, los Dináridos Exteriores, la zona de las Llanuras y Cadenas de los Apalaches, la zona de las montañas Rocosas en las Cordilleras del Canadá (fig. 200) y la continuación de las mismas en los EE.UU., y otras. De las zonas de flysch propiamente dicho, las zonas de este tipo sólo se diferencian acaso por las mayores dimensiones de los pliegues y las escamas.

Por su estructura general las zonas exteriores son, o bien auxiliares, giros laterales de los anticlinorios, por ejemplo, el anticlinorio Exterior de los Cárpatos Ucranianos, o bien alas de anticlinorios axiales más grandes, relacionados con las zonas inferiores o con los núcleos antiguos, por ejemplo, la zona de flysch de los Cárpatos de Rumania, o bien sinclinorios entre estos últimos y las elevaciones de borde de los macizos medios, por ejemplo, los sinclinorios de la zona de flysch de Novorossiysk y de Chiauro-Dibrar en la cuenca sur del Cáucaso. De vez en cuando las formaciones de este tipo componen anticlinorios axiales, por ejemplo, en la zona de plegamiento de Verjoyansk.

Si en una misma región de plegamiento las zonas exteriores se componen con formaciones de calizas y de flysch, entonces, en el corte transversal las zonas de calizas por lo general se disponen en una periferia más alejada de las de flysch (por ejemplo, las zonas Helvética y de flysch de los Alpes, la zona Jónica y la zona Pinda en los Helénidos). En la dirección longitudinal las zonas de calizas tienden hacia los sectores de las elevaciones transversales de la región de plegamiento, y las zonas de flysch hacia los sectores de hundimientos transversales, como se ve con nitidez en el ejemplo de la región de Crimea-Cáucaso-Kopet-Dag.

Por la edad la estratificación de las zonas exteriores pertenece básicamente a los fines del tercer—principios del cuarto estadio del ciclo, aunque el lento desarrollo consedimentacional de los pliegues puede comenzar ya en le segundo estadio.

Las zonas exteriores son unos de los componentes más infaltables de las regiones de plegamiento, pero a veces están muy reducidas, por ejemplo, en las kaledonitas Escandinavas.

4. **Bloques antiguos.** En las partes interiores de algunas regiones de plegamiento, entre las formaciones geosinclinales típicas del

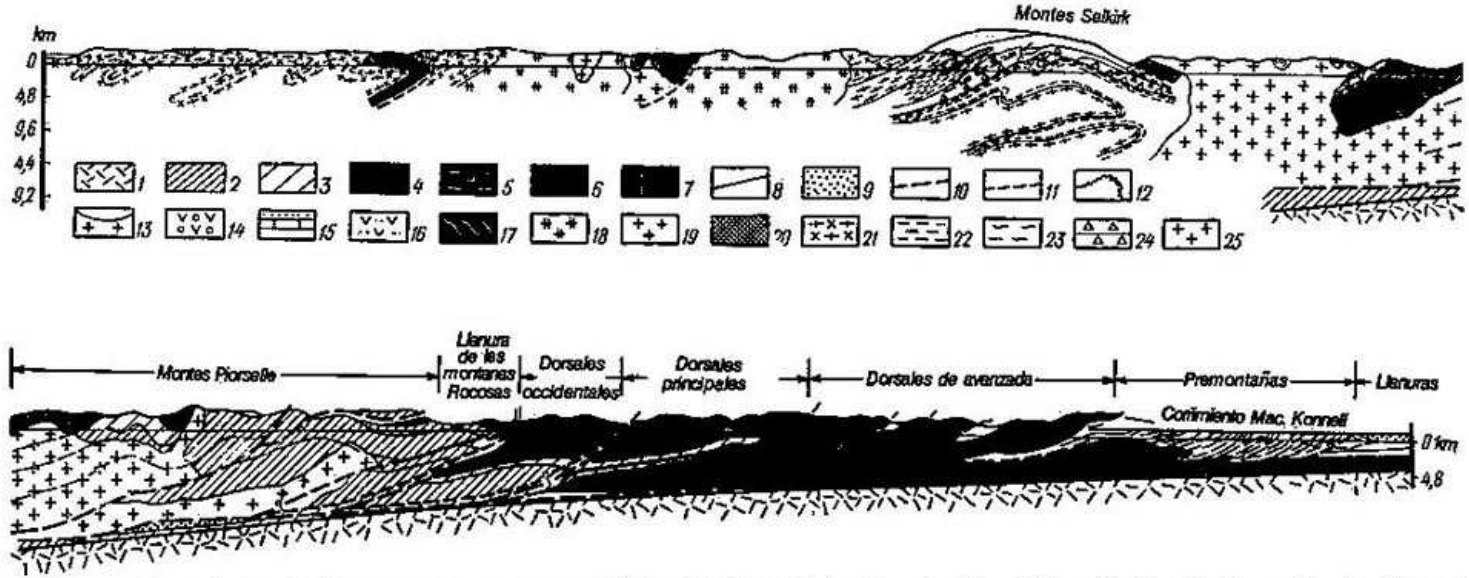


Fig. 200. Perfil geológico de las montañas Rocosas del Sur del Canadá (según A. W. Bally, P. L. Gordy y G. A. Stewart)

1—fundamento de edad «hudsoniana», *2*—proterozoico—serie de Percelle; *3*—proterozoico— serie de Windermir; *4*—paleozoico inferior—rocas detríticas; *5*—ídem, rocas arcillosas; *6*—ídem, rocas carbónicas; *7*—paleozoico superior—rocas carbónicas; *8*—rocas detríticas mesozoicas; *9*—rocas detríticas terciarias; *10*—corrimientos; *11*—ídem, repetidamente activizados como fallas de suave declive; *12*—nivel contemporáneo de derrubio; *13*—frente superior de batolitos graníticos; *14*—rocas detríticas y volcanógenas del paleoceno-eoceno; *15—16*—trías; *17*—pérmico; *18*—sienitas, monzonitas, granitos (terciarios); *19*—granitos, monzonitas de cuarzo y monzonitas (terciarias, cretáceas, jurásicas); *20*—monzonitas milonitizadas; *21*—metamorfitas; *22*—metasedimentos con «capas intercaladas» de granito; *23*—capas interpuestas cuarzo-feldespáticas; *24*—gneises granodioríticos ojivales; *25*—gneises, granitogneises

último ciclo, se encuentran unos bloques precambrianos relativamente grandes (pero significativamente menores que los macizos medios), con frecuencia de rocas del precámbrico temprano, muy poco reelaborados por las estratificaciones y metamorfismos posteriores; por eso la edad de los mismos por lo común se determina inmediatamente con los datos radiométricos.

A estos bloques pertenecen los macizos de Biriusinsk, Jamardabán y otros que forman parte de las baikalitas de las periferias suroccidental y sur de la plataforma Siberiana, de los montes Terejtinski y Teletski en el Altai, el bloque de los montes de la Lechuza en los Sudetes. La presencia de tales bloques, contorneados por pliegues de estratos más jóvenes, habla del depósito del geosinclinal en el antiguo fundamento fraccionado.

5. **Macizos extremos.** Este elemento de la textura de las regiones de plegamiento tampoco imprescindible, pero difundido con bastante frecuencia, se encuentra siempre en su periferia, por lo común en los sectores de las elevaciones transversales. Los macizos extremos son, en esencia sectores de los confines de las plataformas, extendidos a lo largo de la elevación general de la región geosinclinal en el estadio final del ciclo. El fundamento de los mismos habitualmente se compone de formaciones más antiguas que las halladas en los límites de los núcleos antiguos en la parte axial de la región de plegamiento. La cobertera de sedimentación yace en forma monoclinal con inclinación desde el eje de la zona de plegamiento, o con una leve pendiente ondulada. Con frecuencia se observan pequeños cuerpos intrusivos del tipo de los diapiros magmáticos o de los lacolitos de composición media o ácida, frecuentemente con causticidad elevada, y a veces también con manifestación de vulcanismo superficial. El ejemplo clásico de macizo extremo es la zona Labino-Malkínskaya (monoclinal Norcaucasiano) de la pendiente norte del Cáucaso Central, que, por su historia, representa el confín de la plataforma epiherciniana, atraído por el levantamiento general del Gran Cáucaso e incluido en la composición del ala norte de éste. De otros ejemplos pueden servir la elevación Bashkiria de los Urales del Sur, con su fundamento baikálico, el ala nororiental de los Sayanes Occidentales, la saliente de las montañas Rocosas en la región de plato del Colorado y hacia el este del mismo. La última región tiene rasgos transitivos de macizo extremo hacia las formaciones de las fajas epiplatafórmica y orogénica.

6. **Depresiones de avanzada.** Como se mostrara en el cap. VI las depresiones de avanzada se disponen a lo largo de las zonas de articulación de los geosinclinales y las plataformas, gracias a lo cual, como regla, el ala exterior de los mismos se desarrolla sobre una base de plataforma, y la interior, en la geosinclinal. Sin embargo, se observan depresiones de avanzada que aparecen por completo en el extremo de la plataforma, por ejemplo, la Precarpática, la de Kubán Oriental. Estas depresiones a veces heredan depresiones extremas (pericratónicas) de la plataforma: así, la depresión neogénica Precar-

pática al sur de Lvov resultó estar dispuesta en una depresión pericratónica del jura. Además, se tienen depresiones de avanzada formadas en los límites de la franja exterior del propio sistema geosinclinal, por ejemplo, la depresión Kusaro-Divichinski en la parte oriental extrema de la cuenca septentrional del Gran Cáucaso. Las depresiones de este tipo tienden a los hundimientos de los sistemas de plegamiento, donde estos últimos se angostan y por eso presentan una formación transitiva hacia las depresiones periclinales.

Las depresiones de avanzada se extienden como franjas angostas (50—100 km) interrumpidas, en distancias de cientos y, a veces de más de mil kilómetros (la depresión Preuralense). En sus límites el fundamento está hundido hasta una profundidad de 10—15 km, lo que, junto con el llenado de la depresión con una formación relativamente poco compacta de molasa, a veces con contenido de sal, condiciona la coincidencia de anomalías gravitacionales de intensidad de hasta 200 mg con las depresiones de avanzada. La intensidad de estas anomalías sería mayor si no fuese por algunas cortezas consolidadas hundidas, tanto en relación a la plataforma contigua, como con la zona de plegamiento adyacente, y la correspondiente elevación de la superficie M. Los sectores relativamente extendidos con un profundo hundimiento del fundamento, por lo común se alternan con elevaciones transversales más angostas, en los límites de las cuales el fundamento o bien sale a la superficie (el dorsal de Karatáu, la elevación de la piedra Poliudov en la depresión Preuralense, la elevación de los Cárpatos de Pokut en la depresión Precarpática, la elevación de El Baúl en la depresión Preandina de Venezuela, etc.), o bien se acerca notoriamente a la superficie (la elevación Adiguéiskaya en la depresión de Kubán).

La articulación de la zona de plegamiento con la depresión se produce de distintos modos: a) mediante un hundimiento más o menos paulatino bajo formaciones de molasa (por ejemplo, la depresión Terski), b) por medio de una ruptura empinada, habitualmente de tipo profundo, expresada a veces en la superficie por una flexura (las depresiones del antepaís del Kopet-Dag, la Kusaro-Divichinski, la de Kubán Oriental, etc.), c) por una fractura profunda, complicada por una estratificación en la superficie (la depresión de Kubán Occidental), d) mediante un corrimiento, con frecuencia de suave declive, que se transforma en charriage y que está dirigido hacia el lado del eje de la depresión (las depresiones Precarpática y Prealpina). También es cambiante la estructura de la zona interior de la depresión; ella fluctúa desde un monoclinal relativamente tranquilo (las depresiones Terski y de Kubán Oriental) pasando por la zona de plegamiento braquial, a veces grenvillano (de las depresiones de antepaís del Kopet-Dag, de Kubán Occidental, la Prealpina), hasta una depresión de estratificación intensiva, complicada por declives suaves. Esta última se observa en la depresión de avanzada subvaríscica (herciniana) de Europa Occidental y en la depresión Precarpática, cuya zona interior está encasquetada

en la exterior mediante un corrimiento de amplitud no menor de 15 km.

En la franja de conjugación de las alas interior y exterior a veces aparecen elevaciones anticlinales sobrefracturadas (?), que otorgan a cada una de las alas el carácter de depresiones independientes. Anticlinales así están en particular típicamente expresados en las depresiones precaucásicas, con más claridad en Terski, con sus zonas anticlinales de los dorsales de Terski y Sunzhenski.

La textura de las alas exteriores de las depresiones de avanzada es más homogénea; como regla, éstas son monoclinales de pendiente muy suave con elevaciones planas de tipo platafórmico. Con frecuencia esta textura relativamente simple se complica con un sistema de fracturas escalonadas en el fundamento, reflejadas en la cobertera por medio de flexuras y (o) anticlinales sobrefracturados. Esta textura es típica, en particular, para el ala exterior de la depresión precarpática; en una expresión menos clara ella se observa en las depresiones Precaucásica, del antepaís del Kopet-Dag, la Preuralense, y en otras. La frontera de la depresión en conjunto con la pendiente platafórmica también coincide con la fractura o la flexura, a lo largo de las cuales se lleva a cabo la extinción o la violenta reducción de la potencia de las formaciones de molasa y, con frecuencia, se extienden los rifts de barrera (depresiones Preuralense, Mesopotámica y otras).

Las manifestaciones de vulcanismo para las depresiones de avanzada, en general, no son típicas, aunque a veces tienen lugar (la depresión Terski cerca de la ciudad de Grozni, la Precarpática en la región de Bakeu).

7. **Macizos medios, depresiones extremas (de retaguardia) y de entre montañas.** No repetiremos aquí las características generales de los macizos medios, brindadas en el capítulo VI, y nos detendremos en las particularidades de la textura de los mismos, que se manifiestan cuando la faja geosinclinal se transforma en una región de plegamiento. En distintas partes del macizo medio el destino de éste resulta diferente; en unas el fundamento del macizo se conserva elevado (el macizo Dzinrulski en la Transcaucasia, los macizos montañosos insulares en la depresión del Pannón, en la parte oriental de la entremontaña Central Iraní), en otras éste resulta caído, en especial en sus extremos, donde se desarrollan depresiones extremas (de retaguardia), en general construidas en forma similar a las depresiones de avanzada de las regiones de plegamiento Kucharski y del antepaís de Kuenlun por la periferia del macizo Tarimski, y de la depresión Zirianski en el extremo del macizo de Kolimá); en terceros casos el macizo medio se halla completamente «aplastado» por el hundimiento y transformado en una depresión de entre montañas con una potente acumulación de molasas (las depresiones Kurinski y Tsaidamski). La potencia de la cobertera de los macizos medios junto con la molasa puede alcanzar 10—12 km (macizo Tarimski).

Las depresiones entre montañas por lo común están construidas en forma de sinclinorios (megasinclinorios), pero los mismos, según V. V. Beloúsov, están vueltos. Las molasas superiores alcanzan su máxima potencia en la parte central de los mismos, y las inferiores, por el contrario, en los extremos; por eso, en la zona axial el fundamento conserva habitualmente la posición de alzamiento. La textura de plegamiento de las depresiones entre montañas es tan variable como la de las depresiones de avanzada; en ambos casos el grado de la intensidad de estratificación y la aparición de la compresión horizontal dependen de la relación de la amplitud del hundimiento del macizo medio y de la amplitud de elevación de la construcción de plegamiento, las que a su vez dependen del grado de manifestación de la inversión. Con frecuencia la estructura cambia en la extensión de una misma depresión entre montañas y es distinta en diferentes alas de ésta.

Así, la parte occidental de la depresión Kurinski está construida casi simétricamente, pero con pliegues inclinados y en parte encasquetados hacia el lado del eje de depresión por extremos y por el medio con una depresión sinclinal de suave declive. En la parte central de la depresión, en el ala septentrional y la zona axial, reina un desplazamiento de masas hacia el sur, bajo la acción del encasquetamiento general del Gran Cáucaso, y la textura adquiere un carácter isoclinal-escamoso. En oposición a esto, el ala meridional de la depresión Kurinski, contigua al Pequeño Cáucaso, es un monoclinal, complicado con pliegues de suave declive. Finalmente, la parte oriental, la más ancha, de la depresión Kurinski, se caracteriza por haberse establecido geofísicamente en su parte central, bajo una depresión ancha y plana de acumulaciones de molasa más jóvenes, una gran elevación del fundamento. Esta elevación, que en lugares se halla un tanto complicada por una estratificación de tipo platafórmico, se orla con profundas depresiones extremas con un plegamiento bastante más intensivo de las molasas inferiores y superiores. En el extremo meridional de las depresiones extremas, en Predtalish, se observa una vergencia bien marcada en el sentido axial de la depresión Kurinski.

Una gran parte de las depresiones entre montañas se caracteriza por la vergencia en la orientación de sus ejes que otorga a la depresión un aspecto de sinclinorio abanico invertido. Junto con esto se encuentran, sin embargo, depresiones con una construcción monoclinal de sus alas (la cuenca del Pannón) o con vergencia «centrífuga» contraria (la depresión de Ferganá). La inclinación de los pliegues del eje de la depresión con respecto a su periferia se explica por el estrujamiento de las masas plásticas por debajo del eje de la depresión hacia su periferia (véase el § 2 del cap. XI).

Los sectores de los macizos medios no incorporados a la caída en el último estadio de desarrollo de la región geosinclinal y no transformados en depresiones entre montañas o extremas, o bien son salientes de la superficie del fundamento, o bien depresiones planas y poco profundas, compuestas por la formación de la cobertera del macizo, o bien, por último, elevaciones aparecidas dentro de los límites de estas depresiones. En la frontera del macizo o en las depresiones extremas y entre montañas superpuestas al mismo con

las zonas geosinclinales adyacentes, con frecuencia se observan elevaciones de costura angostas. La cadena de tales elevaciones orla desde el norte, a lo largo de la frontera con las construcciones de plegamiento del Gran Cáucaso, el macizo medio de la Transcaucasia. A ella pertenecen los anticlinorios montañosos Ajtsú-Katsirj, de Kajetia, el de Vandam en la cuenca meridional del Gran Cáucaso.

La potencia de la corteza en los límites de los macizos medios, como regla, decae, además, principalmente a cuenta del adelgazamiento del estrato de granito. Así, en la región del macizo del Pannón la potencia media de la corteza es de sólo 24 km, de ellos a la capa de granito corresponden 10—12 km. En relación con esto, los macizos medios se caracterizan, en general, por anomalías positivas de la fuerza de gravedad. Sin embargo, estas anomalías se transforman en negativas en las zonas entre montañas y en las depresiones extremas con potente acumulación de molasas, así como en los sectores de considerable elevación de la superficie del fundamento del macizo en la formación del relieve montañoso (el dorsal Suramski en la Transcaucasia). Los macizos medios que en la etapa orogénica sufrieron elevamientos, poseen una corteza engrosada y no adelgazada (por ejemplo, el macizo de Rodopi, de hasta 50 km).

8. **Cavidades superpuestas de tipo suboceánico.** Un elemento importante de la textura de las fajas de plegamiento, son las cavidades de los mares internos y extremos con corteza de tipo suboceánico, o sea, sensiblemente adelgazada en comparación con la continental, privada del estrato granito-gnéisico, pero con una capa potente, a veces muy potente, de sedimentaciones. Muchas de estas cavidades evidentemente se formaron en la continuación de los macizos medios: la del Mar Negro en los macizos de la Transcaucasia y Miziyski, del Caspio Meridional—Transcaucásica y de Turkmenia Occidental, la del Caribe en el Centroamericano y de Maracaibo, la de Ojotsk Meridional en el macizo de Ojotsk, etc. Para otras cavidades de este tipo una vinculación así se puede suponer (la Japonesa-marina, la de Behring y otras).

Y bien, hemos considerado los principales elementos de la textura de las construcciones de plegamiento. Como se indicara más arriba, ellos se diferencian unos de otros, en primer lugar, por el conjunto de los elementos típicos; en segundo, por su interdisposición y, en tercero, por su estructura interior. Así, se pueden distinguir cinco tipos principales de sistemas de plegamientos. El primer tipo lo constituyen las *zonas de plegamiento de textura completa*, en los cuales se tienen todos los elementos indispensables de una construcción de plegamiento: núcleos antiguos, intérnidas, extérnidas, depresiones de avanzada. A este tipo pertenecen los Urales y los Apalaches, entre las construcciones hercinianas; los Alpes y el Gran Cáucaso (su parte central), las Dináridas, los Andes, entre las aplinas. Los restantes tipos son *construcciones de plegamiento de textura incompleta* o *reducida*, en los cuales están ausentes algunas variedades de zonas estructuro-formacionales. Así, en el segundo tipo se pueden distinguir

zonas con reducción de las intérnidas; muchas construcciones alpinas son representantes de este tipo: los Pireneos, El Rif y Tell, el Elbrús, los Cárpatos, y también los Andes Centrales entre los mesozoicos, los Atlas hercínicos, etc. El tercer tipo de construcciones de plegamiento se distingue por la ausencia de núcleos antiguos; a él pertenecen el Tian-Shan Meridional, la mitad oriental del Gran Cáucaso. En el cuarto tipo no hay núcleos antiguos ni intérnidas, y toda la construcción de plegamiento está compuesta por formaciones de carácter «extérnido»; así son el dorsal de Verjoyansk y la cadena de Donetz.

La disposición simétrica de las zonas estructuro-formacionales en el caso ideal debe mostrarse así: depresión de avanzada (DA)——estérnidas (E II—calizas)—extérnidas (E I—flysch)—intérnidas (I II—formación aspídica)—intérnidas (I I—formaciones de piedras verdes)—centrálidas Z)—I I—I II—E I—E II—depresión extrema (de retaguardia) (DE) o depresión entre montañas (DEM). De ejemplo de una sucesión así, cierto con exclusión de algunos elementos, pueden servir los Pirineos: DA—E II—Z—N—E I—DEM.

Una sucesión simétrica de las zonas estructuro-formacionales caracteriza también la construcción de El Rif—Cordillera Bética con la parte central hundida bajo el estrecho de Gibraltar. Sin embargo, en general, la textura simétrica de las zonas de plegamiento se encuentra más bien como excepción y es únicamente propia de construcciones formadas por monogeosinclinales intercontinentales angostos. Las restantes construcciones de plegamiento son marcadamente asimétricas; algunas de ellas muestran una simetría parcial gracias al orlado con depresiones de avanzada y extremas (o entre montañas). Así, para los Cárpatos Orientales la fórmula de la textura es la siguiente: DEM—E II—Z—DA; para el gran Cáucaso en su parte central se tiene DEM—ME (macizo extremo)—I—E II—MA; para los Urales DA—ME (elevación de Bashkiria)—E I (flysch del sinclinorio de Silaír)—I II (formación aspídica del sinclinorio de Silaír)—Z (anticlinorio de Uraltáu)—I I (sinclinorio de Magnitogorsk)—C (anticlinorio de Iset-Mugodzhar)—I I (sinclinorio de los Urales Orientales)—MM (parte occidental del Kazajstán Central).

La simetría o la asimetría en la textura de las construcciones se expresa no sólo en la sucesión de las zonas estructuro-formacionales típicas, sino que también en la pendiente de los pliegues y dirección de los movimientos por sus corrimientos, o sea, en la *vergencia*. La vergencia centrífuga, dirigida desde el eje de la construcción hacia las depresiones de avanzada y entre montañas, le otorga a todo el megaanticlinorio una textura en forma de abanico. La orientación simétrica de la vergencia se encuentra más a menudo que la disposición simétrica de las zonas estructuro-formacionales pero, pese a todo, la mayoría de las construcciones de pliegues son asimétricas, con una marcada preponderancia de la vergencia en una dirección; para los Alpes y los Cárpatos Septentrionales hacia el norte, para los Cárpatos Orientales hacia el noreste y este, para el Gran Cáucaso

hacia el sur, para los Urales hacia el oeste, etc. A veces en los hundimientos de los megaanticlinorios la simetría se restablece en grado considerable. En relación con los macizos medios la secuencia de las zonas estructuro-formacionales y la vergencia por lo común resultan simétricas, como se ve con evidencia en el ejemplo de las zonas de plegamiento a ambos lados del mar Adriático (J. Aubouin).

Los grandes traslados de charriage, como regla, no alteran la secuencia general de las zonas estructuro-formacionales, pero por lo general provocan el recubrimiento de zonas externas por otras más internas. Con mayor frecuencia al proceso de charriage resultan sometidas las zonas de flysch, encasquetadas en las calizas extérnidas, en las depresiones de avanzada o extremas de las elevaciones del macizo medio. Así son algunos mantos de los Alpes, los Cárpatos, la cuenca meridional del Cáucaso, El Rif y Tell. Con alguna frecuencia menor participan en los mantos las calizas extérnidas (los mantos Helvéticos de los Alpes, los Dináridos Exteriores, las montañas Rocosas del Canadá, etc.). También muestran con frecuencia estructura de manto las intérnidas, entre ellas las de formación metamórfica profunda; de ejemplo pueden servir los mantos Pénnidos de los Alpes, y también los de las caledonitas de Escandinavia. En los Alpes Orientales y en los Cárpatos Occidentales se tienen mantos, compuestos por capas calizas de la cobertera casiplatafórmica. En la textura de manto con frecuencia se hallan incorporados antiguos núcleos cristalinos, que recubren mediante corrimientos de suave declive las zonas tectónicas adyacentes, por ejemplo, en los Alpes Orientales, en la región de los Altos Tatras y los Cárpatos Occidentales, en la Vieja Planina en los Balkanes (pico Botev Vrj). Mucho más ampliamente desarrollados son los mantos de las capas cristalinas antiguas en los Himalayos. En algunos casos los macizos medios elevados se hallan encasquetados e, incluso como charriage en los sistemas de plegamiento adjuntos, por ejemplo, el macizo Pelagónico en los Dináridos, el macizo Rodopi en los Balkanes.

En algunos casos los mantos tectónicos «saltan» por encima de una o, incluso, de dos zonas estructuro-formacionales adjuntas. Los mantos calizos de los Alpes Orientales, que en principio representaban la envoltura de sedimentación de las centrálidas, resultaron trasladados a través de las intérnidas y encasquetados en las extérnidas de flysch. Los mantos Helvéticos (ultrahelvéticos) de los Alpes «saltaron» por sobre los macizos centrales exteriores y se depositaron en la zona interna de la depresión de avanzada. El manto de Baskal en el Cáucaso Suroriental «saltó» por sobre la elevación de costura de Vandam y alcanzó los confines de la depresión entre montañas, etc.

Por su textura interior las construcciones de plegamiento pueden ser divididas en construcciones *de mantos y plegamientos* (los Alpes, los Cárpatos, las caledonitas de Escandinavia, las montañas Rocosas del Canadá y otros); *de corrimientos y plegamientos* (el Cáucaso, los Pirineos y otras); *de plegamientos propiamente dichos* (Verjoyansk, las montañas de Turkmenia-Jorasán, y otras); *de plegamiento y*

bloques (los Andes y otros). En dependencia del grado de manifestación de la inversión las construcciones de plegamiento pueden ser un megaanticlinorio, orlado y dividido por megasinclinorios y depresiones de avanzada (el Gran Cáucaso), en el caso de inversión total; un megasinclinorio con depresión central y los bordes levantados (por ejemplo el megasinclinorio montañoso de los Sayanes Occidentales), con una inversión incompleta[1]); una combinación de megaanticlinorio y megasinclinorio (por ejemplo, el sistema de plegamiento de Verjoyansk-Kolimá, compuesto del megaanticlinorio de Verjoyansk y megasinclinorio del Yano-Kolimá), con una inversión parcial general; lo último es característico para los sistemas geosinclinales muy anchos (además del ejemplo citado, para las Cordilleras de los EE.UU.). Finalmente, en algunos sistemas que han sufrido una pequeña inversión, el espejo de estratificación ocupa una posición muy cercana a la horizontal (aclinorio); sólo en relación a las depresiones adyacentes (si es que éstas existen) tales construcciones se muestran como anticlinorios (la cadena de Donetz, las caledonitas de Gales, los Adzharo-Trialeti). Es necesario recordar que esta estructura de anticlinorio-sinclinorio de las construcciones de plegamiento, por lo general se compone ya en los estadios postorogénicos de sus desarrollos (tardeorogénicos, según J. Aubouin), y los desarreglos se observan en ellos más temprano, con frecuencia con estructura de charriage. En lo sucesivo ella se complica relativamente con fallas y corrimientos.

Bibliografía

Rupturas de plegamiento y sus desarrollos

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Глава 6. Изд. 2-ое. М., изд-во МГУ, 1966. (*Azhguiréi G. D.* Geología estructural.)

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Глава 19. Изд. 2-ое, Госгеолтехиздат, 1962. (*Belousov V. V.* Los principales problemas de la geotectónica.)

Высоцкий Б. П. «Теория шарьяжей» в русской геологической литературе и её современное положение. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. II, изд-во АН СССР, 1955. (*Vísotzki B. P.* La «teoría de los charriages» en la literatura geológica rusa y su situación actual.)

Гогель Ж. Основы тектоники. Глава 10. М., изд-во «Мир», 1969. (*Goguel J.* Principios de tectónica.)

Ситтер Л. У. де. Структурная геология. Главы 8—10 и 17. М., изд-во ИЛ, 1960. (*de Sitter L. U.*, Geología estructural.)

Хиллс Э. Ш. Элементы структурной геологии. М., изд-во «Недра», 1967. Главы VII—X. (*Hills E. Sh.* Elementos de geología estructural.)

Шварц Л. Я. и *Т. В.* Условия формирования структур Прибалханского района. «Геология нефти», 1958, № 7. (*Schvardtz L. Ya.* y *T. V.* Condiciones de formación de las estructuras de la región de Pribalján.)

Badgley P. C. Structural and tectonic principles. N. Y., Harper a. Row 1965, 4—7.

[1]) El tipo transitivo está expresado por un megaanticlinorio con sinclinorio central y anticlinorios extremos (por ejemplo, los Cárpatos Orientales).

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. 2-ое. М., изд-во МГУ, 1966. Глава 7. (*Azhgiréi G. D.* Geología estructural.)

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-ое. Госгеолтехиздат, 1962, глава 27. (*Beloúsov V. V.* Los principales problemas de la geotectónica.)

Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1933.

Kober L. Der Bau der Erde. Wien. Deuticke, 1921.

Kraus E. C. Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungs formen. Int. Geol. Congr., Rep. XXI sess., p. XVIII. Copenhagen, 1960.

Capítulo XIII

Principales etapas y leyes generales del desarrollo de la litosfera

§ 1. Principales etapas del desarrollo de la litosfera

Con el comienzo de la aplicación de los métodos radiométricos se tuvo la posibilidad objetiva de restablecer el curso general del desarrollo de la litosfera no sólo durante el fanerozoico, sino que en el precámbrico, lo que, naturalmente en mucho aumentó la perspectiva (mejor dicho, la retrospectiva) geológico-histórica. Sin embargo, los testimonios de etapas más tempranas de la historia de la corteza terrestre aún son muy limitados y de poca fiabilidad. Para una existencia total de nuestro planeta de más o menos 4,5—4,7 miles de millones de años (E. K. Guerling), la edad suficientemente bien determinada de las rocas más antiguas, como regla los granitos y los gnéises, resulta del orden de los 3,7—3,8 miles de millones de años. Cierto, en partes aisladas de los antiguos escudos, en rocas básicas y ultrabásicas, se han hallado minerales (piroxenos, anfibolitas, y algunos otros) con una edad argónica de 4—5 miles de millones de años. Sin embargo, las condiciones geológicas de yacimiento de las rocas correspondientes, las relaciones de las mismas con las formaciones contenedoras, aún no son del todo claras; además, estas rocas tienen una difusión muy limitada. Pese a todo, la presencia de rocas básicas y ultrabásicas tan antiguas en la corteza terrestre, probablemente introducidas desde sus horizontes más profundos, sería algo suficientemente natural.

Por otra parte hay que tener en cuenta que cuanto más antiguas son las rocas, mayor cantidad de fases de metamorfismo han sufrido y mayores son, en consecuencia, las posibilidades de que ellas hayan perdido su edad radiométrica inicial a consecuencia de la alteración de las relaciones originales entre los componentes naturales—radioactivos y sus derivados (por ejemplo, el argón). En especial esto refiere a las piedras sometidas al ultrametamorfismo y a la granitización, y estas rocas fueron muy ampliamente difundidas en el profundo precámbrico. En general surge la proposición de que el límite de los 3,7 miles de millones de años es la frontera de una pri-

mera y general granitización, que transformó en su totalidad a todas las rocas más antiguas de la corteza, por lo menos en la parte superior de aquellos tiempos (la existencia de ese nivel fue predicha por V. I. Vernadski). Solo las rocas yacientes en las partes inferiores de la corteza o del manto superior, pudieron evitar esta transformación y conservar su edad radiométrica inicial. En lo que respecta a las formaciones más jóvenes del precámbrico inferior, con respecto a ellas hay que basarse en los significados más antiguos, «relícticos» de la edad, con preferencia obtenidos por los métodos isocrónicos de plomo-uranio y de rubidio-estroncio (L. I. Salop).

1. *Etapa pregeológica* (4,7—4,5? miles de millones de años). A esta etapa se refiere la culminación de la formación de nuestro planeta y de su división en dos geoesferas fundamentales: el núcleo y el manto. Esta división fue posible por dos caminos: 1) por la diferenciación de una masa inicial homogénea, aparecida de una acumulación de gas-polvo, en un núcleo de hierro y en un manto silíceo, debido a un «descenso» del hierro al núcleo; la consecuencia de este proceso debió de haber sido una elevación de la temperatura bastante considerable (hasta 2000° K); 2) una formación por separado, primero del núcleo de hierro a partir de los meteoritos ferrosos, luego de la cobertura silícea en base a los meteoritos pedregosos. La última variante, de acrecencia diferencial, recibió el apoyo autorizado de A. P. Vinográdov.

La primera variante prevé que la división de la proto-Tierra en un núcleo y un manto fue consecuencia del mismo proceso que la separación de la corteza terrestre del manto. Esta variante permite considerar la frontera núcleo—manto como dinámica y estimar, aunque con un ritmo más desacelerado, que la diferenciación en manto y núcleo se puede continuar en las etapas geológicas del desarrollo de la Tierra. Esto abre una puerta a la posibilidad de explicación de procesos tectónicos más profundos (véase el cap. XIV). Por otra parte es sumamente probable una combinación de ambos caminos de formación del núcleo; primero del interior, en el proceso de acrecencia diferencial, luego del exterior, en el curso de una diferenciación subsiguiente.

2. *Etapa geológica inferior; formación de la litosfera oceánica original* (4,5—4,0? miles de millones de años). En el transcurso de esta etapa se puede suponer la formación de la cobertura inicial de la Tierra, como resultado de la actividad de muchos volcanes y de grietas efusivas. Esta cobertura basáltica debió de recordar la corteza contemporánea de la Luna (esta comparación fue hecha hace mucho tiempo por A. P. Pávlov y luego por N. M. Strajov). Sin embargo, debió ser observada una diferencia fundamental; la Tierra, ya en esta etapa, probablemente, poseyó y en adelante, a diferencia de la Luna, conservó las coberturas de agua y de gas. La cobertura ácuea en un principio bien pudo cubrir toda la superficie de la Tierra, excepto los archipiélagos volcánicos, o sea, se generó una situación que recuerda a la parte central del océano Pacífico en la actualidad.

Este océano original («pantalasa») fue parecido a los océanos contemporáneos por su extensión y la constitución primitiva de la corteza, pero debió diferenciarse por una profundidad sensiblemente menor, del orden de los 1,5—2 km.

La cobertura basáltica, aparecida en la etapa considerada, pudo conservarse salvándose de ser extinguida dentro de los límites de las antiguas plataformas contemporáneas, en donde a ella, probablemente, le corresponden las capas más profundas de la corteza o, incluso, del manto superior. Ella, sin embargo, poco tiempo después de su formación hubo de sufrir un metamorfismo notable. Es que incluso en la composición de la corteza oceánica contemporánea, o sea, en la corteza de los océanos «jóvenes», se hallan presentes rocas básicas de piedras verdes modificadas. Y el estrato basáltico inicial en lo sucesivo resultó quedar bajo la carga considerable de formaciones más jóvenes, bajo la acción de un elevado torrente calórico de los fluídos emergentes del manto. El debió sufrir una deshidratación considerable, y en el presente, y es posible que ya desde el proterozoico inferior, se encuentra en un alto peldaño granulítico de metamorfismo regional, habiendo o pasado, probablemente, el escalón de esquistos verdes en el curso del catarcaico y el peldaño anfibolítico en el arcaico.

3. *Etapa catarcaica; formación de la litosfera continental inicial* (4,0—3,5 miles de millones de años). En la base de los cortes de los escudos de las antiguas plataformas yacen gneises, granito-gneises, granitos, charnockitas, con una edad de cerca de los 3,5 miles de millones de años. Se puede suponer que estas formaciones, de constitución tonalítica, tienen una difusión más o menos general en las partes inferiores de este estrato dentro de los límites de las plataformas antiguas, atestiguando sobre la «pangranitización» aparecida a escala planetaria en la frontera geológica dada de la primer época. El hecho de que esta granitización fuese general no es nada sorprendente, puesto que ya las metavulcanitas arcaicas y las clastolitas más jóvenes, se encontraban en un 70—80% granitizadas en el corte erosional contemporáneo y, probablemente, en una medida bastante mayor a profundidad.

El origen de estos antiquísimos granitoides, los «Greys grises», hasta el momento no es del todo claro. En principio son posibles, y más probables, dos caminos de formación de los mismos: en forma inmediata a partir de los materiales de origen mántico, o por sustitución de rocas supercristalinas con o sin aporte de bióxido de silicio y de álcalis cáusticos [1]). A favor del primer supuesto, que tienen sus

---

[1]) En la literatura especializada se han expresado otras ideas con respecto al origen del estrato granítico inicial, considerablemente menos verosímiles por ejemplo, la hipótesis sobre un fuente extraterrestre (R. W. van Bemmelen, J. y L. Doni y otros), en forma de un anillo meteorítico. Este punto de vista, sin embargo, hubiese sido un complemento lógico de la representación sobre las formaciones por separado del núcleo y del manto.

adictos (A. E. J. Engel), habla que en la constitución de las vulcanitas más antiguas son conocidas, además, en cantidades considerables, no sólo las rocas de composición basáltica, sino que también más ácidas, incluyendo las andesitas e, incluso, los pórfiros de cuarzo. Entre tanto, para las andesitas de los arcos insulares contemporáneos, un número cada vez mayor de investigadores (G. S. Gorshkóv, U. R. Dikinson, Yu. M. Sheinmann y otros) admite ahora el origen mántico. Por eso se puede considerar, que el manto juvenil catarcaico pudo abastecer en grandes cantidades no sólo de magma basáltico o andesítico, sino que también de más magma ácido, del que se formó el antiquísimo estrato granito-gnéisico.

Sin embargo, esta hipótesis es contradecida por algunos datos reales. Los granitoides arcaicos, incluso más jóvenes, que los considerados, no muestran grandes contactos intrusivos y todo el panorama de sus yacimientos atestigua acerca de una sustitución en el lugar, más probablemente metasomática, de las capas supracristalinas. La constitución media de estas últimas se diferencia en forma bastante considerable de la composición de los granitoides, lo que contradice la hipótesis de granitización sin acarreo material; esto, en particular, fue establecido por las investigaciones detalladas en la provincia de Yelow Nife del escudo Canadiense. En consecuencia, es probable uno de los modos de formación de los granitoides antiquísimos: la granitización metasomática en presencia de un alto torrente calórico bajo la acción de los fluidos emergentes, contenedores de bióxido de silicio y de álcalis cáusticos. La fuente de estos fluidos bien pudo ser el manto superior, o bien la parte inferior de la propia corteza (diferenciación metamórfica). Si los fluidos emergieron del manto, entonces a la granitización pudo ser sometido no sólo al estrato volcánico-sedimentario acumulado en el transcurso del catarcaico, sino que también una parte considerable del estrato basáltico inicial, sin embargo, posteriormente, cuando esta parte resultó hundida a gran profundidad, en la misma debió de manifestarse el proceso opuesto, de degranitización.

De una u otra forma, la parte más antigua del estrato granítico de las plataformas antiguas se formó durante el transcurso de la etapa considerada. Su engendramiento significó el paso de la corteza oceánica inicial a la corteza continental inicial, más exactamente, a la protocontinental, ya que ella se diferenciaba por un mayor contenido de sodio que de potasio. Esta última, probablemente, no tenía igual potencia en todas partes y estaba granitizada en diferente grado. No se excluye que en algunos sectores el estrato granítico inicial no se formara en absoluto, conservándose aquí la corteza oceánica inicial. En la etapa siguiente, los sectores más intensamente granitizados se «arrebataron» en forma de los primeros embriones de los futuros continentes (protocontinentes, según A. M. Goodwin), pero éstos de ningún modo eran «núcleos de piedras verdes», los «estadios nucleares» de J. Hill y E. V. Pavlovski, sino que, por el contrario, núcleos de rocas granito-gnéisicas. Estos núcleos («óvalos

de plegamiento», según L. I. Salop), en su sección transversal alcanzan a tener muchos cientos de kilómetros.

Así son las etapas más tempranas, en mucho hipotéticas, del desarrollo de la corteza terrestre; las etapas siguientes están mucho mejor documentadas.

4. *Etapa arcaica-proterozoica inferior; terminado de la formación de la corteza continental inicial* (3,5—2,0 miles de millones de años). En esta etapa continuó el crecimiento de la corteza terrestre mediante la acumulación en la superficie de la misma, de potentes vulcanógenos y, en cantidades más crecientes, de capas sedimentarias y del subsiguiente metamorfismo cada vez menos profundo y totalmente regional y de granitización. Los procesos de metamorfismo, de granitización, así como la presencia inmediata anterior o la concomitancia con ellas de plegamientos, aparecieron en las fronteras cercanas a los 3,0; 2,6 y 2,0 miles de millones de años, lo que, conjuntamente con un determinado cambio del plano estructural, de pie para dividir a esta etapa en tres subetapas: arcaica inferior, arcaica superior (eoprotozoica, según Salop) y proterozoica inferior (mesoprotozoica, según Salop).

En el transcurso de las dos primeras subetapas, en la superficie de la Tierra decisivamente prevalecía una acumulación de masas volcánicas: magmas basálticos derivados en condiciones de archipiélago y submarinas. Es notable, sin embargo, que junto con las formaciones, ya en la composición de los complejos arcaicos un papel considerable lo desempeñaron las sedimentaciones normales con gran participación de aleurosamitas cuarzo-feldespáticas. La potencia de semejantes plastolitos alcanza, en el escudo Canadiense, grandes magnitudes de 6—9 km en algunos lugares. Esto sirve de confirmación independiente de que en este estadio de desarrollo de la corteza existían elevaciones bastante grandes, formadas por un substrato granito-gnéisico. Un ejemplo de tal elevación es el macizo de Ungava en la parte noroeste del escudo Canadiense.

La subetapa arcaica superior (paleoprotozoica) culminó con una época de plegamiento, metamorfismo y granitización, conocida con el nombre de quenoránica (Canadá), rodhesiana, nombre que por lo visto habrá de ser cambiado, debido a la declaración de la independencia de Zimbabwe (Africa del Sur), o del mar Blanco (escudo Báltico). Para esta época es muy característica la formación de muchas «familias» de cúpulas granito-gnéisicas, agrupadas con frecuencia en óvalos y que aparecieron en medida considerable, si es que no decisiva, merced a una removilización de la base primaria granito-gnéisica. En muchas regiones las cúpulas se dispusieron de un modo tan apretado, que las masas sedimentaria-vulcanógena del arcaico sólo se conservaron en los angostos intersticios entre aquéllas, donde ellas componen sinclinorios muy comprimidos. En semejantes regiones el rumbo del plegamiento por lo común se somete a la distribución de las cúpulas y, en correspondencia, no muestra ninguna orientación predominante (el macizo de Zimbabwe y otros). Sin

embargo, allí donde las cúpulas son más raras o, en general, están ausentes, el plegamiento de las masas arcaicas, pese a la frecuentemente formulada opinión en contrario, posee una orientación bastante consecuente (el macizo de Anabar, el sur del Indostán, el oeste de Australia, etc.). Es evidente que la formación de las cúpulas granitognéisicas fue lo que condujo a la «descomposición» de la disposición regular inicial de los pliegues.

El grado de metamorfismo de las rocas arcaicas en los sectores no sometidos a una granitización intensiva, resulta bastante bajo, limitándose al escalón de esquistos verdes. Este grado aumenta hasta el anfibolítico en las regiones afectadas por la granitización y en las zonas sometidas a una activación repetida en la etapa siguiente (o siguientes), (las zonas de Nigeria y de Mozambique en Africa, los Gates Orientales en Indostán, etc.).

Los distritos arcaicos de depresión, o sea las fajas de piedras verdes, poseen en muchos aspectos una semejanza con los geosinclinales (eugeosinclinales): un conjunto y una secuencia de formaciones sedimentarias-vulcanógenas: 1) vulcanitas básicas y ultrabásicas (las llamadas komatlitas), 2) vulcanitas medias y ácidas de tipo arqueado agudo, 3) sedimentos detríticos groseros, tipo molasas; una considerable potencia que a veces supera los 10 km y alcanza los 20 km en todas partes; aunque un metamorfismo desparejo, un plegamiento general; prácticamente una granitización de alcance total. Se tienen, sin embargo, rasgos importantes de diferenciación: la ausencia de regiones—plataformas opuestas por sus regímenes; una expresión vaga de las fracturas profundas (en condiciones de una litosfera calentada y de gran permeabilidad, ellas cicatrizaban con rapidez y se trasladaban a una nueva posición); una débil diferenciación litofacial. Sin embargo, en la medida en que se plantearon nuevas investigaciones detalladas, en el arcaico se notan fracturas profundas, por ejemplo, en el macizo de Zimbabwe, y una zonalidad estructuro-facial, por ejemplo, en la región de los escudos Atlántico y Canadiense. Por eso, es más lógico considerar al régimen tectónico del arcaico como cercano pero no antecedente del geosinclinal. L. I. Salop y Yu. M. Sheikmann lo denominaron permóbil, o sea, un régimen general de toda la superficie, y el autor (1964) propuso el nombre de ultrageosinclinal.

El resultado de los procesos de plegamiento, metamorfismo y granitización anárquicos con la formación de los primeros granitos normales, es decir, pétreos, fue la consolidación de grandes superficies, acompañada por la elevación de éstas sobre el nivel del océano. Esta consolidación fue sin embargo breve, y pronto, a principios del proterozoico inferior (mezoproterozoico) la subetapa fue reemplazada por un proceso de fraccionamiento de la corteza y del llenado de muchas depresiones profundas. En correspondencia tuvo lugar la separación de bloques relativamente sólidos de la corteza; del tipo y dimensiones de los macizos medios de las fajas geosinclinales más jóvenes (de cientos de kilómetros a lo ancho); a veces ellos son

denominados *protoplataformas* (E. V. Pavlovski). Estos bloques incluyen núcleos granito-gnéisicos más antiguos. En la superficie de los bloques en algunos lugares aparecieron depresiones planas, del tipo de sineclisa (por ejemplo, la Central del Transvaal), llenadas con formaciones detríticas de color rojo, carboníferas (esencialmente dolomíticas) y vulcanógenas (en lo fundamental porfíricas, por encima de los trapps). Los bloques sólidos epiarcaicos tienen contornos angulosos, estando limitados por fracturas, a veces muy discordantes con respecto a la estructura interior de estos bloques (por ejemplo, las fracturas en la periferia de la provincia de lago Superior del escudo Canadiense). Esto demuestra, en primer lugar, el hecho de que la separación de los bloques es secundaria y, en segundo lugar, que las depresiones que los separan se hallan dispuestas en la misma corteza continental epiarcaica, aunque, probablemente, más fina y sometida a menores metamorfismo y granitización.

Dentro de los límites de las protoplataformas proterozoicas inferiores (y medias), y, en parte, ya en las arcaicas superiores, se ha establecido en algunos lugares la existencia de depresiones en forma de grábenes, que hacen recordar a los aulacogenos más tardíos, debido a lo cual ellas fueron llamadas, en el ejemplo de la depresión de Udokán, *paleoaulacogenos* (A. M. Leytes, M. V. Murátov, V. S. Fedorovski). Las diferencias de estas estructuras con respecto a sus análogas más jóvenes, radican en un magmatismo más intensivo aunque también básico, y en un metamorfismo regional, por lo común de esquistos verdes, pero que en casos particulares alcanza el escalón anfibolítico, y es explicado por el alto flujo calórico del precámbrico inferior. En el escudo Baltico, en la categoría de paleoaulacogenos, o, mejor en la de protoaulacogenos, hay que incluir, por lo visto, las depresiones de Pechenga y de Imandra—Varzuga.

Entre las depresiones proterozoicas inferiores se observan dos tipos. El primero de ellos son trojos angostos (de unas pocas decenas, con menor frecuencia de más de 100 km de ancho), pero muy largos y rigurosamente lineales, alcanzando muchos cientos y, a veces, más de 1000 km. Son ejemplos de trojos así: el del Krivoi Rog en los límites del escudo ucraniano, el de Labrador en el escudo Canadiense, el de Queensland Occidental en Australia. Las futuras antiguas plataformas aparecieron en la base del aglomerado de macizos medios: protoplataformas, separados por semejantes trojos, que tenían rumbos muy diversos (paralelo a las fracturas, limitados por macizos medios).

A la par de tales trojos intracratónicos, ya existían fajas más anchas, en particular del tipo de las que ciñen la plataforma Siberiana al sureste y suroeste, desde la cordillera de Yenisey hasta el dorsal de Stanovoi. Estas fajas en determinada medida conservaron la movilidad en las etapas siguientes de la historia geológica.

Por las particularidades fundamentales de su textura y desarrollo, las zonas proterozoicas movibles ya corresponden con bastante aproximación a la idea de los geosinclinales, que se expresarán en

ejemplos posteriores; por eso para ellas es totalmente aceptable el nombre de protogeosinclinales (E. A. Pavlovski). En particular, en la evolución de los geosinclinales proterozoicos tempranos aparece con mucha nitidez una inversión con disociación de las depresiones anchas originarias, mediante elevaciones de nuevo tipo en trojos más angostos, y la migración de estas depresiones hacia el lado de los bloques periféricos consolidados. Ese curso del desarrollo está bien estudiado en los ejemplos de las investigaciones detalladas de los geosinclinales de Krivoi Rog (G. I. Kaliáev) del Labrador (G. Gestil y otros) y de Queensland Occidental (Carter y Brooks). Sin embargo, la ausencia o la difusión limitada de verdaderas molasas, la pequeña potencia de los mismos y una composición relativamente detrítica, testimonian sobre la escala poco significativa de las elevaciones finales.

Debido a la distribución de los sedimentos en los sistemas geosinclinales proterozoicos inferiores y en las fajas, en muchas regiones ya se apunta una diferenciación clara en zonas externas con un llenado casi exclusivamente sedimentario, que incluye formaciones carbónicas (un ejemplo característico es el de la serie de Hurón, en el Canadá), y en zonas internas con una acumulación intensiva de vulcanitas semejantes y con la presencia (en algunos lugares) de gabro y de hiperbasitas; o sea una división en mio- y eugeosinclinales. Para ambas son muy características las djespilitas, que alcanzaron en esta época su máxima difusión en toda la historia de la Tierra.

Además de los dos tipos de protogeosinclinales apuntados arriba, a partir del proterozoico inferior aparecen tipos especiales de zonas movibles: las *«fajas granulíticas»*, compuestas fundamentalmente de un material más antiguo, arcaico e incluso catarcaico, sometido a un metamorfismo repetido y, a veces, a una removilización total con estructura reorientada. La edad antigua de constitución de estas zonas de formaciones, es demostrada por el seguimiento inmediato de las mismas del lado de los macizos consolidados adyacentes y por fechados radiométricos «relícticos» independientes, así como por el establecimiento más joven de la estructura en su forma contemporánea y de un último metamorfismo, que es la masa básica de las determinaciones radiométricas. El metamorfismo aquí a veces alcanza el escalón granulítico, resultando más alto que en los bloques adjuntos consolidados de la corteza; un gran desarrollo presentan las charnockitas. Ejemplos de tales zonas son los Gastes Orientales en Indostán, el Limpopo (Messina) en Africa del Sur, la faja Grenvillana del escudo Canadiense, los escudos del mar Blanco, del Báltico y de Stanovoi—Aldán. El grado de participación en la estructura de tales zonas de la regeneración metamórfica del material joven, proterozoico inferior, es muy difícil de aclarar; en la mayoría de los casos, esta regeneración por lo visto no es muy grande, y el propio material está representado por sedimentos menudos-continentales de poca potencia, y en esto se diferencian de los sistemas geosinclina-

les proterozoicos inferiores del primer tipo. Es probable, además, que esta distinción esté vinculada principalmente con la gran profundidad del corte erosional, o sea, con un levantamiento subsiguiente general intensivo de las «fallas granulíticas».

La era proterozoica inferior finalizó con una nueva época de plegamientos intensivos, de metamorfismo regional y granitización (la época careliense inferior del escudo Báltico, la eburnea de Africa, la penokiense al sur del escudo Canadiense). Como resultado de la acumulación arcaica-proterozoica temprana de los productos del vulcanismo, y de su posterior metamorfismo en tres fases y de la granitización de su estrato original granito-gnéisico, sufrió por última vez un incremento sustancial y su formación dentro de los límites de las plataformas antiguas contemporáneas fue, en esencial, concluida. Las depresiones que se desarrollaron más tarde en el cuerpo de la plataforma, ya básicamente se alimentaron de recursos internos, a cuenta del derrubio, del «reengullimiento» o removilización del sustrato granito-gnéisico ya preparado (autores extranjeros denominan a esto canibalismo, o sea antropofagia).

Es sumamente importante que los procesos tectónicos-magmáticos que tuvieron lugar en el precámbrico inferior y, en especial, en el proterozoico inferior, fueron acompañados por una extracción del manto y de horizontes más profundos de la corteza, de cantidades muy considerables de elementos radioactivos naturales: uranio, torio, potasio, concentrados en los granitoides y en las capas detríticas del tipo de Witwatersrand—Blind River (A. I. Tugarinov, A. M. Goodwin y otros). Esto condujo a una merma considerable del flujo calórico, a una baja del nivel superior de la astenosfera, y permitió la consolidación de la corteza. Con esto, el final del proterozoico inferior, 2 mil millones de años antes de nuestra era, resultó una frontera muy importante en la historia tectónica de la Tierra, como ya lo hicieron notar A. P. Vinográdov y A. I. Tugarinov. Algunos investigadores (E. M. Lazhko, L. I. Salop) otorgan gran importancia a la frontera anterior de límite entre el arcaico y el proterozoico, de los 2,5 miles de millones de años, para lo que también se tienen serios fundamentos. Se supone que los procesos de cambio del carácter general del desarrollo de la litosfera, comenzados en la frontera de los 2,5 miles de millones de años terminaron, de un modo básico, en los límites de los 2,0 miles de millones de años, lo que le otorga al proterozoico inferior rasgos de un período de transición.

5. *Etapa platafórmica inferior del proterozoico medio* (2,0—1,4 miles de millones de años); *consolidación de la corteza continental primaria*. En los últimos años se aclara paulatinamente el carácter de la evolución de la corteza en esta etapa, con respecto a las sedimentaciones poco documentadas, que por eso se dejan descifrar con dificultad. Esta etapa constaba, por lo visto, de dos subetapas, en los correspondientes intervalos de los 2000—1700 y 1700—1350 millones de años.

Sólo en la escala geocronológica adoptada en la URSS, la primera se considera como proterozoica media, pero la segunda se distingue en la época rifeica inferior, aunque la racionalidad de la unión de este intervalo con los subsiguientes en el concepto de rifeico es dudosa, lo que ya fue apuntado por el autor, por A. A. Bogdánov y por algunos investigadores más. En el esquema de L. I. Salop, el intervalo de los 2000—1100 (1000) millones de años se considera en calidad de neoprotozoico. En Australia, el intervalo examinado del precámbrico se distingue con el nombre de carpentario; él se opone al nalladyano (= proterozoico inferior) y al adelaíno (= proterozoico superior).

En el transcurso de la primera subetapa aún se observaba la «supervivencia» de sistemas intracratónicos geosinclinales aislados (por ejemplo, el de Queensland Occidental, y el del Ladoga en Carelia), o el desarrollo de trojos intracratónicos angostos, ejemplos de los cuales se observan en el Africa Ecuatorial. Este proceso culminó con la época tectónico-magmática conocida con el nombre de careliense (mejor dicho, careliense superior) o svekofénica en el escudo Báltico, de Hundson en el escudo Canadiense y mayómbica en Africa. En la mayor parte de los casos, en esta época no se observó tanto la finalización del desarrollo geosinclinal, cuanto el rejuvenecimiento (regeneración metamórfica) de los sistemas proterozoicos inferiores, que ya habían sufrido la acción de los fenómenos de la época tectonomagmática precedente. En los sectores consolidados de este modo, y, en parte, en los macizos más antiguos, aproximadamente en el intervalo de los 1700—1600 millones de años se formó una asociación vulcano-plutónica sumamente específica, que incluía lavas ácidas, ignimbritas y plutones de granitos-rapakiwi. Este magmatismo tiene un carácter cortical muy evidente y atestigua acerca del calentamiento de la corteza, incluso hasta la parte inferior del estrato granítico, bajo la acción del aun alto flujo calórico. La fundición del estrato granítico y el amplio desarrollo de la metasomatosis anular, manifestada intensamente, en particular, en el fundamento de la placa Rusa, debió de llevar a una homogeneidad, al aumento del isotropismo del fundamento de las futuras plataformas antiguas; este proceso fue con acierto llamado por A.A. Bogdánov (1968), *cratonización*.

En los sectores de consolidación más temprana, fundamentalmente epiarcaica, durante la subetapa considerada aparecieron en algunos lugares hondonadas planas: sineclisas con acumulación de formaciones de color rojo, detríticas y de trapps. La efusión y la penetración del magma toleíto-basáltico, por lo visto, de origen mántico, fueron estimuladas por el calentamiento de la corteza enfriada y hace mucho consolidada.

Finalmente, en los límites de las anchas fajas geosinclinales proterozoicas inferiores, a principios del proterozoico medio en algunas regiones, en particular en la faja Asiática Central entre las plataformas Siberiana y China, se restablecieron los hundimientos con acumulación de una formación carbonífera (serie derbínica de los Sayanes Orientales y sus análogas), cuya composición y distribución de potencias dan cuenta de un aflojamiento muy sensible de la intensidad y del contraste de los movimientos, así como del establecimiento de un régimen tectónico completamente platafórmico, o, en todo caso, casiplatafórmico.

La segunda subetapa de la etapa considerada se caracterizó sobre todo por el predominio de las elevaciones y el reinado de condiciones platafórmicas por lo menos en las áreas de los continentes contemporáneos. La comparación de los rumbos de las capas precámbricas inferiores con los de las antiguas plataformas contemporáneas, nos lleva a la conclusión sobre el carácter de superposición de los océanos, incluyendo el Pacífico, y de las fajas geosinclinales del neogeo, y acerca de la existencia, a principios del proterozoico superior, de un enorme macizo continental-platafórmico, que por lo menos abarcaba el hemisferio continental de la Tierra. Tal supuesto fue formulado en su tiempo por H. Stille, que llamó Megageo (Tierra Grande) a este macizo, y también por S. S. Kuznetsóv (1940), A. V. Peive y V. M. Sinitzin (1950), quienes escribieron sobre una panplataforma, y ella halló su confirmación en los datos de la radiometría.

Queda sin embargo sin aclarar la cuestión acerca de la existencia de océanos en los precámbricos inferior y medio. En el precámbrico inferior la cobertera ácuea cubría prácticamente toda la superficie de la Tierra, excepto los archipiélagos volcánicos y pequeños sectores insulares secos: los microcontinentes (protocontinentes) en el lugar de los macizos consolidados. Debido a la aparición de estas partes secas y del ingreso complementario en la superficie de agua juvenil en el transcurso de la actividad volcánica la capa del manto ácueo, o sea, la profundidad del océano original debió de crecer un tanto en comparación con la inicial, aproximadamente hasta los 2,5—3,0 km. Pero en el proterozoico medio ya una gran parte del hemisferio continental (es cierto, los continentes contemporáneos se pudieron haber agrupado en una masa más compacta) estaba seca, y sólo sectores aislados del supercontinente aparecido eran cubiertos a temporadas por mares no profundos, sedimentando calizas estromatolíticas. ¿Adónde iba a parar el agua en este caso? Se debe admitir para este tiempo la aparición de las fosas del océano Pacífico, que luego engendraron en su periferia la faja geosinclinal Circular del océano Pacífico.

La corteza proterozoica del más antiguo entre los jóvenes océanos pudo en el futuro formar parte del fundamento de las construcciones de plegamiento de la faja del océano Pacífico, y en la parte central del océano, de una u otra forma confundirse con una corteza ocoánica más joven, lo que da la ilusión de su gran juventud. Pero este, sin duda, es sólo uno de los supuestos posibles.

6. *Etapa geosinclinal-platafórmica proterozoica superior—paleozoica* (1,4—0,25 miles de millones de años); *fundación de las fajas geosinclinales del neogéico, separación de las plataformas antiguas y el subsiguiente desarrollo de las mismas.* La etapa proterozoica media de desarrollo de la corteza terrestre culminó con la época tectonomagmática gótica (escudo Báltico)—elsónica (escudo Canadiense), con la que coetáneamente comenzó la división de la Megageo y la fundación de la red de fajas geosinclinales, luego más o menos desarrolladas hereditariamente en el resto de la historia de la Tierra; en el *neogeo*, según H. Stille, o el *neocron* según A. N. Mazarovich y y N. S. Shatski. Como fue mostrado en el cap. IX, existen dos grupos de fajas geosinclinales del neogeo: las longitudinales (la Occidental y la Oriental en el océano Pacífico, la Atlántica, la de los Urales) y las latitudinales (la Artica, la Asiática Central, la Mediterránea

y la Meridional), además, las primeras aparecieron principalmente en la época gótica[1]), y las segundas en la época tectono-magmática siguiente, la grenvillana (1000 millones de años) o delhiana (baikalense inferior, 800 millones de años). En las celdillas formadas por el enrejado de estas fajas, se aislaron las plataformas antiguas: la Hiperboreal en la región del polo Norte; la Norteamericana, la Europea Oriental y la Siberiana entre las fajas Artica, Mediterránea y del Asia Central; la plataforma China entre las fajas Asiática Central y Mediterránea; la Sudamericana, la Africano-Arabe, la Indostánica y la Australiana entre las fajas Mediterránea y Austral, y la Antártica en el polo Sur.

Las fajas geosinclinales del neogeo se caracterizaron en las etapas inferiores de su desarrollo, la grenvillana y la baikalense, por una escala relativamente moderada de hundimiento (la potencia sumaria del rifeico-venda sólo en raras ocasiones alcanza los 15—20 km, lo que corresponde a una velocidad de pandeo de 40—50 m/millón de años, frente, por ejemplo, a los 250 m/millón de años para el geosinclinal del Cáucaso en el período jurásico) y por una preferente acumulación de material traído desde las plataformas adyacentes: arenas cuarzosas, argilitas o esquistos arcillosos, así como formaciones carboníferas. Las zonas eugeosinclinales no tenían gran anchura, y las fajas hiperbasíticas gozaban de difusión limitada.

Hay que mencionar, sin embargo, que no son conocidas básicamente sólo las partes exteriores o zonas de cierre de las fajas geosinclinales del proterozoico superior. Aunque estas zonas, con la probable exclusión de la zona interna de la faja del océano Pacífico, aparecieron casi por completo en la corteza continental, la formación de las mismas fue acompañada por una transformación y, en lugares, por una distensión de esta corteza, con una nueva formación de sectores con corteza oceánica secundaria de mayor o menor extensión. Como resultado de un proceso semejante en el Atlántico Norte, en la parte oeste del océano Indico contemporáneo, en la franja de la cuenca oriental de los Urales y de la Transuralia, así como en algunas otras regiones pudieron aparecer, si es que no verdaderos océanos como piensa por ejemplo J.F. Dewey (1969) con respecto al Atlántico, por lo menos cuencas del tipo de la mediterránea.

En los límites de las plataformas antiguas en el proterozoico superior se desarrollaron depresiones de dos tipos: geosinclinales intracratónicos y aulacogenos. Los primeros se distinguían no sólo por las grandes potencias de sus depósitos sedimentarios, sino que también por una deformación de plegamiento-ruptura intensiva (plegamiento lineal), por un metamorfismo regional (ininterrumpido, además, del escalón de los esquistos verdes), y por la presencia de intrusiones graníticas. Sin embargo, está ausente la aparición de un magmatismo inicial en la mayoría de los casos, excepto las magmatitas parecidas al tipo de trapps.

---

[1]) No se excluye la posibilidad de una fundación un poco más temprana de algunas partes de las fajas meridionales, en particular, si se confirma la edad rifeica inferior supuesta de las partes inferiores de la serie Hecla-Hook, en el Spitzberg y el corte en rift de los Uralos Polares.

De ejemplos típicos pueden servir las kibaritas y katanguitas del Africa Ecuatorial, pero se puede suponer que el sistema Timánskaia en los límites de la plataforma Europea, el sistema de la cordillera de Yenisei y la meseta Baikalo-Patomskaia en Siberia y, en especial, la meseta de Adelaida en Australia pueden referirse a la misma categoría. En todo caso, la especificidad de los geosinclinales intracratónicos para la fila austral de plataformas es muy dudosa máxima que la divisón entre las filas septentrional y austral comienza recién a partir de la fundación de la faja Mediterránea, o sea, prácticamente casi a fines del proterozoico (1000—800 millones de años). Sobre la formación de los geosinclinales intracratónicos sobre el fundamento continental-platafórmico atestiguan del modo más convincente las salientes de este fundamento en los núcleos de las cúpulas granito-gnéisicas.

El llenado sedimentario de los aulacogenos, en especial de los hallados en gran número dentro de los límites de la plataforma de Europa Oriental, y, en general, en las plataformas del grupo laurásico, a diferencia de los geosinclinales intracratónicos, prácticamente no se halla metamorfizado, ha sufrido sólo un plegamiento interrumpido, más raramente del tipo intermedio, los granitos están ausentes, en la composición de los sedimentos las formaciones continentales no son raras.

El rasgo más importante de la subetapa considerada fue el engendramiento de fajas geosinclinales y de plataformas equivalentes por su significado, así como la formación de los rasgos fundamentales del plano estructural contemporáneo de la corteza terrestre.

En el transcurso de la subetapa siguiente, la paleozoica, tuvo lugar el desarrollo subsiguiente de las fajas geosinclinales y de las plataformas, observadas en el proterozoico superior. El plegamiento, el metamorfismo y la granitización de la época tectono-magmática baikalense llevaron a la extinción de las partes australes de las fajas Atlántica y Mediterránea, así como de las periferias oriental y septentrional de la faja de Ural-Ojotsk. Los sistemas de plegamiento Mauritánido, Sahárido, Brasílido, Congólido, Patagónido y Cápido soldaron en una las antiguas plataformas del hemisferio austral (junto con la Indostánica) lo que condujo a la formación del supercontinente de Gondwana. La consecuencia de la manifestación intensiva de los movimientos baikálicos, incluyendo los baikálidos superiores (salaíricos, sardínicos), fue la «alta permanencia» de Gondwana en el transcurso de todo el paleozoico inferior, opuesta al hundimiento de las plataformas del grupo laurásico, en las que incluso los escudos estaban cubiertos por las transgresiones del mar. En contraste con el comportamiento de estos dos grupos de plataformas hay que vincular también el desarrollo asimétrico de las fajas geosinclinales Mediterránea y del Asia Central, expresado en que la ola de hundimientos intensivos, y, tras de ella la ola de plegamientos y de formación de montañas, fueron engendradas primero en el borde septentrional de estas fajas y luego se trasladaron consecuentemente hacia el sur, alcanzando la periferia de las plataformas Africano-Arabe, Indostánica y China recién a fines del paleozoico (en la plataforma China), a fines del mezozoico (Arabia) e incluso en el cenozoico (Indostán).

Las tectogénesis baikálica, caledoniana y herciniana tuvieron como consecuencias el estrechamiento paulatino de las fajas geo-

sinclinales y la transformación de algunos sistemas geosinclinales, sobre todo periféricos, en construcciones montañosas de plegamiento, y, más tarde, en plataformas jóvenes y (o) en orógenos y recurrentes. Los complejos geosinclinales del paleozoico y del proterozoico superior plegados, moderadamente metamórficos y granitizados en forma parcial, dejaron crecer un estrato «granítico» en los límites de las construcciones de plegamientos baikálicas-caledonianas-hercinianas y de las plataformas jóvenes, engendrando la parte superior del mismo, con velocidades para las ondas sísmicas longitudinales del orden de los 5,5—6,0 km/s, a diferencia de las partes del cámbrico inferior con $v_p = 6{,}0—6{,}5$ km/s.

Hacia el final de la etapa considerada el proceso de extinción de los geosinclinales en las partes septentrionales de las fajas Atlántica y de Ural—Ojotsk, condujo a la formación de un nuevo supercontinente, Laurasia. Esto sucedió al mismo tiempo cuando el supercontinente más antiguo de Gondwana ya había ingresado al estadio de desmembramiento, con el depósito de un sistema entero de rift y la reanudación de un vulcanismo basáltico intenso a fines del carbonífero y principios de pérmico. Se puede pensar que un destino análogo le cupo al hipotético continente Hiperboreal en el Artico.

7. *Etapa Meso-cenozoica, continental-oceánica* (0,25—0 miles de millones de años); *formación de los océanos jóvenes*. La formación de los océanos jóvenes: el Atlántico, el Indico, el Artico y el Austral, y del gigantesco sistema de fajas orogénicas oceánicas-medias que los acompañan con zonas de rift que complican estas fajas, es, sin duda, el hecho más importante y decisivo del último capítulo de la historia de la corteza terrestre. Es sumamente fundamental que la «apertura» de los océanos jóvenes ocurrió en total correspondencia con el plano estructural, conformado ya en el proterozoico superior, con la sedimentación de las zonas de rift engendradas por los océanos casi a lo largo de las zonas axiales de las fajas montañosas de plegamiento paleozoicas. Se puede suponer que a un mismo tiempo ocurrió la renovación del océano Pacífico, más antiguo. Correlativo con relación al proceso de formación de los océanos, que tuvo lugar en un ambiente de estiramiento intensivo, fue el proceso de plegamiento y de formación de montañas, con un metamorfismo relativamente moderado, pero con el establecimiento de un número considerable de plutones graníticos, en los segmentos del anillo del océano Pacífico y de la faja mediterránea, conservados ambos de etapas anteriores.

Fue también sumamente característica para la etapa considerada, en especial para su período de culminación, el oligoceno-cuaternario, la formación de un gran número de fajas orogénicas, aparecidas como resultado de la activación de construcciones montañosas de plegamientos bastante más antiguas: desde las baikalenses hasta las hercinianas y kimmeridgenses. Tales fajas orogénicas epiplatafórmicas, como fuera indicado más arriba, también aparecieron en etapas anteriores de la historia de la Tierra, pero en esta etapa la significa-

ción relativa de las mismas por primera vez igualó e incluso superó la importancia de las fajas orogénicas epigeosinclinales. Esto no se puede dejar de vincular con la esencialísima reducción de la superficie de los geosinclinales ya a principios del mezozoico y, en especial, en el cenozoico.

Y bien, en la última etapa de la historia tectónica, además de los elementos estructurales «clásicos» de la litosfera: las plataformas continentales y los geosinclinales, en un primer plano se presentan las fosas oceánicas con fajas orogénicas oceánicas medias y epiplatafórmicas.

Conclusiones con respecto a la dirección general del desarrollo de la litosfera. Los datos expuestos arriba sobre las principales etapas de la evolución tectónica de la litosfera no permiten, ante todo, adherirse a una de las hipótesis más difundidas, por lo menos en un pasado cercano, del desarrollo de la corteza terrestre: *la concepción del sobrecrecimiento de la corteza continental a cuenta de la oceánica*. Según esta concepción los océanos contemporáneos son relictos del océano original, y esta conclusión habitualmente se extiende también a los «microoceános», o sea, a las depresiones con corteza suboceánica en las periferias y dentro de los límites de los continentes. La obtención de nuevos materiales referidos a la geología de los océanos y a la tectónica del precámbrico condujo a que la teoría del sobrecrecimiento («acrecencia») de los continentes, que en algún tiempo fuera muy popular, especialmente en los EE.UU., conservara sólo unos pocos sostenedores (en la URSS N. P. Vasilóvski, O. C. Leontiev; en los EE.UU. E. E. J. Engel y algunos otros). Es necesario, sin embargo, hacer notar que esta teoría es sin duda correcta para las etapas más tempranas de la historia geológica, cuando en condiciones de un elevado flujo calórico y de un alto contenido de sustancias volátiles y fusibles en el manto superior, la tendencia básica fue en realidad la formación en un principio de la corteza oceánica (hacia los 4,0 miles de millones de años antes de nuestra Era), y luego de la corteza continental originaria (hacia los 3,5—2,0 miles de millones de años). Este proceso, que paulatinamente fue decreciendo en intensidad, en lo fundamental terminó hacia los 2,0 miles de millones de años antes de nuestra Era, con la posible formación de una capa cortical continental equidimensional y de potencia relativamente moderada (muy probable de no más de 30—35 km en promedio). Además, hacia el fin de esta megaetapa (protogéica, según H. Stille), tuvo lugar una pronunciada caída del flujo calórico, el régimen de movilidad universal (pangeosinclinal, permóbil) fue reemplazado por un régimen de movilidad parcial a lo largo de la corteza consolidada y enfriada de la red de fracturas de profundidad. La concepción del sobrecrecimiento progresivo de la corteza continental permite salvar las dificultades vinculadas con el reemplazo de la corteza continental por la oceánica, y desde sus posiciones son más fáciles de explicar las profundas diferencias en la textura y la composición de la tectonosfera bajo los continentes y océanos. Ade-

más, las causas de estas diferencias de cualquier modo quedan sin aclarar. La explicación de la heterogeneidad originaria de composición del manto de las mismas contradice la formación del manto a cuenta de la diferenciación de la sustancia protoplanetaria, la imposibilidad de la presencia en esta sustancia de cuerpos meteoríticos de distinta composición de más de cien kilómetros de radio (V. S. Safrónov), la distribución regular de la heterogeneidad con respecto a la figura de rotación del planeta. Una resolución más aceptable de la cuestión puede ser sólo la idea de F. Vening-Meinesz sobre la formación de un sistema original de flujos de convección en el manto y la distribución correspondiente de los centros continenteformacionales.

A la hipótesis del sobrecrecimiento de los continentes y de la permanencia de los océanos se le opone la *concepción de la nueva formación de los océanos* o de *oceanización*. Hay que hacer notar que esta concepción no excluye de ningún modo la preponderancia de la tendencia opuesta de sobrecrecimiento de la corteza continental en los estadios iniciales de evolución del planeta (del «estadio granítico», según V. V. Beloúsov, que luego fue reemplazado por el «basáltico», o sea oceánico). La concepción de la oceanización sin duda corresponde mejor al cuadro real de desarrollo de la litosfera en el mezozoico y en el cenozoico, en la etapa de formación de los océanos contemporáneos y de los «subocéanos» («microocéanos»). Despierta, sin embargo, serias dudas la idea insertada en esta teoría acerca de la negación de la existencia de los océanos o, en todo caso, de las depresiones con corteza oceánica en el paleozoico o en el precámbrico superior. Es también muy difícil suponer que las profundas diferencias en la textura y composición de la tectonosfera, y, muy probablemente, del manto medio e incluso inferior bajo los océanos y los continentes pudieron formarse sólo en los últimos 200 millones de años de la historia terrestre.

Por eso es que hay que constatar que ambas concepciones son demasiado simplistas y, en consecuencia, dan una idea falsa de la dirección del desarrollo de la corteza terrestre y de las capas más profundas de la Tierra. El cuadro real de este desarrollo es mucho más complejo e incluye una determinada repetición de los procesos de sobrecrecimiento, de acrecencia de la corteza continental y de su destrucción mecánica y físico-química, siendo reemplazada por la corteza oceánica. En la historia de la Tierra, tal como fuera mostrado más arriba, se sucedieron repetidamente épocas más largas de crecimiento de la corteza y más cortas de destrucción, renovación, reconstrucción de la estructura de la tectonosfera. En otras palabras, se observaba una reversibilidad por lo menos parcial de los procesos tectónicos, y el material siálico de la corteza continental en temporadas se desprendía de un sector de la superficie de la corteza terrestre, aumentando muy probablemente la restante parte continental mediante un traslado lateral. Esta «circulación tectónica» océano—continente—océano no es una excepción, puesto que en la natura-

leza nos son conocidas la circulación del agua, la del oxígeno en el proceso vital de los organismos, la circulación de la situación fásica de la sustancia de la litosfera: rocas magmáticas—rocas sedimentarias—rocas metamórficas—rocas magmáticas, etc. Ella es sólo grandiosa por sus escalas espacial (cientos de millones de km²) y temporal (cientos de millones de años). Además, la existencia de una circulación semejante de ningún modo elimina la evolución de la tectonosfera en una dirección determinada. Esta dirección se expresa en lo siguiente:

1. *Con el transcurso del tiempo aumenta el volumen de la tectonosfera*, o sea, de la zona superficial de actividades tectónica y magmática más alta, de la zona de «remoción» más intensiva de la sustancia terrestre.

2. Como primero observara B. B. Brok, *la dimensión de los bloques (placas) estables, que se conservan después de cada división correspondiente de la litosfera, crece progresivamente*; en correspondencia, se reduce el número de fajas movibles, y se concentra cada vez más la actividad tectono-magmática.

3. *Aumenta el contraste entre las placas estables y las fajas movibles*, se lleva a cabo una diferenciación cada vez mayor (polarización) del régimen del movimiento de las mismas, que en los estadios iniciales del desarrollo de la Tierra era pequeña y totalmente inexistente al principio. Es como si el engrosamiento de la litosfera y de las fajas movibles se compensara con el adelgazamiento de la corteza en los océanos, o sea, sucede una redistribución del material de la corteza.

4. La textura interior de los bloques continentales residuales y, en consecuencia, *la textura de toda la litosfera se complica constantemente* con cada nuevo ciclo y megaciclo, introduciendo algo nuevo en su estructura.

5. *El crecimiento de la heterogeneidad lateral de la tectonosfera es acompañado por un aumento de la disimetría*, tanto con respecto al ecuador, cuanto en relación a los meridianos, que dividen los hemisferios oceánico y continental de la Tierra (véase más abajo, el § 3).

6. Disminuye la duración de los ciclos tectónicos, o sea que *aumenta el ritmo y la diferenciación del desarrollo tectónico* en el tiempo y, conjuntamente, la metacronía de los movimientos tectónicos en el espacio.

§ 2. Carácter general de los movimientos tectónicos y de las deformaciones

En este parágrafo se estima útil sumar las regularidades, expuestas más arriba, de la aparición de los movimientos tectónicos y de las deformaciones.

1. *Movimientos tectónicos de todo tipo aparecen prácticamente en orma continua y en todos los lugares de la superficie terrestre.* Sin em-

bargo, se observa una concentración de los mismos, que se intensifica en el tiempo, en determinadas zonas; en las fajas movibles, y una alternación de épocas más largas de menor con épocas más cortas de mayor actividad tectónica, tanto a escala planetaria como, en forma menos evidente, en escala regional.

2. *Movimientos tectónicos con preponderancia del componente vertical conforman un espectro complejo en el espacio y en el tiempo.* En el espacio ellos se expresan mediante la formación de ondas adyacentes (en forma suave o por medio de fracturas) de elevaciones y hundimientos con una longitud de semionda que va desde los mil hasta las decenas de kilómetros, además, las grandes ondas, de hasta centenas de kilómetros, abarcan en igual medida toda la superficie del globo terráqueo y se desarrollan en forma ininterrumpida, mientras que las ondas más pequeñas están más localizadas por sus superficies y en el tiempo.

3. *A los movimientos tectónicos*, en especial a los de mayor alcance, *les son propios los cambios de signo en el tiempo*, o sea, tienen un carácter oscilatorio reversible. Por otra parte, para los movimientos ondulatorios (oscilantes-ondulatorios) es característica la preponderancia de una determinada dirección en el transcurso de espacios muy prolongados de tiempo geológico. Para los movimientos de plegamiento el carácter oscilatorio sólo se manifiesta en el cambio de la intensidad de los mismos en el tiempo, o sea, no es acompañado por un cambio de signo.

4. *La periodicidad de la tectonogénesis en el tiempo se compone de ciclos de diversa duración*, desde muchos cientos (megaciclos) o unos pocos cientos (ciclos) de millones de años, hasta decenas de miles, miles, cientos y decenas de años. Con esto, los ciclos de período más corto se presentan como estadios de los de período más largo.

5. Una de las particularidades fundamentales de la manifestación de los movimientos ondulatorios—de placa, así como de los de plegamiento— de bloque, la constituye *la migración de éstos desde el eje de las fajas movibles en dirección hacia las placas estables de la litosfera*, con un debilitamiento progresivo de la intensidad (amplitud) en la misma dirección. Las principales consecuencias de la migración de los movimientos ondulatorios son la formación de depresiones pericratónicas (en esencia, periogeosinclinales) en la periferia de las fajas geosinclinales y en las zonas de orogénesis epiplatafórmica, por la periferia de los orógenos.

6. *Se observa una determinada formación de pisos en la distribución de los movimientos tectónicos y de las deformaciones.* La máxima complejidad de la estructura, el mayor número de fracturas y la complejidad más grande de las deformaciones de plegamiento, es característica para la parte superior del estrato granítico-gnéisico. A niveles más profundos se produce el aplanamiento de las formas de plegamiento y las rocas adquieren una forma de disposición secundaria-horizontal, mientras que la red de fracturas profundas se vuelve cada vez más rala.

7. *Existe una determinada vinculación entre las dimensiones de las formas estructurales y la profundidad a la que se hallan en las entrañas de la Tierra.* Así, continentes y océanos, y, en correspondencia, los movimientos que los engendran, aparecen en los límites del manto inferior; los movimientos que dan nacimiento a las fajas geosinclinales en las fronteras de los océanos y los continentes y entre los continentes, en las partes bajas del manto superior; los movimientos platafórmicos, probablemente en las alturas del manto superior, en el techo de la astenosfera. Por lo visto, los movimientos más profundos son originarios y los más superficiales derivados de aquéllos, además, gracias a la migración lateral indicada en el punto 4, la superficie de manifestación de cualquiera de estos movimientos que parten de las profundidades dirigiéndose hacia arriba, se amplía en forma consecuente.

8. *Para la textura profunda de la Tierra es característica una estructura de muchas capas, con una alternación reiterada en el sentido de la profundidad de estratos más y menos viscosos, más plásticos (astenosféricos)*, además, los últimos se hallan en un estado cercano al de fusión, pueden experimentar periódicamente una fundición parcial o total (¿en las épocas de dilatación de la Tierra?), o encontrarse en un constante estado de fusión (el núcleo externo). Esto crea condiciones favorables para el desborde de la sustancia de los estratos inferiores a los superiores a consecuencia de la inversión de las densidades (inestabilidad convectiva), así como también para el desarrollo de una amplia migración lateral de sustancias en los estratos astenosféricos y para el traslado horizontal de las capas superiores mas viscosas por la superficie de los estratos astenosféricos.

9. *La litosfera*, en especial la parte superior de la corteza consolidada, *también tiene una estructura discreta en el corte longitudinal, descomponiéndose en placas, en bloques de distinto orden*, separados por fracturas subverticales. Las zonas de estas fracturas son de menor viscosidad, mayor permeabilidad, de elevación periódica, de inyección de material de profundidad.

10. Al mismo tiempo que los movimientos esencialmente verticales son universales e ininterrumpidos, *los movimientos* esencialmente *horizontales*, expresados en el plegamiento intensivo de compresión general en los charriages, y desplazamientos, *se manifiestan de un modo rigurosamente selectivo.* En cuanto al territorio estos últimos están localizados en los límites de las fajas movibles, en especial de las geosinclinales, y en el tiempo están confinados a las épocas orogénicas, de culminación, de los ciclos tectónicos.

11. Como lo muestran los datos de la sismología, *en la litosfera a un mismo tiempo, pero en diferentes tipos de fajas movibles, aparecen tensiones de compresión y de estiramiento, así como desplazamientos.* Las compresiones predominan en las fajas orogénicas (de plegamiento) epigeosinclinales, los estiramientos en las fajas epiplatafórmicas y oceánicas. Por otra parte, los datos de la mecánica de minas y de la geología ingenieril muestran en todo lugar el estado tenso de la

parte superior de la corteza terrestre; en estas condiciones, tensiones orientadas complementarias incluso insignificantes pueden llevar a deformaciones significativas y prácticamente instantáneas (P. N. Kropótkin).

12. *Existen dos tipos básicos de estructuras tectónicas: lineales y anulares.* Mientras que las fajas movibles lineales y las estructuras lineales de la Tierra en general, por lo visto se forman en un campo de tensiones tangenciales intensivas de compresión o de estiramiento, en las épocas o en las regiones en que se encuentran ausentes o débilmente manifestadas se forman las estructuras anulares, vinculadas con la inversión de la densidad a profundidades. Las estructuras anulares son, de este modo, más profundas que las lineales.

13. *El relieve global de la Tierra refleja de un modo preciso mediante dos escalones hipsométricos básicos la división de la tectonosfera en bloques oceánicos y continentales*, diferentes en la potencia, constitución y textura de la corteza, y *con sus extremos la existencia de las fajas movibles*, geosinclinales y orogénicas. Existe un determinado límite para el espesor medio de la corteza de los bloques continentales (no más de 45—50 km), y de los espacios oceánicos que los separan (menos de 6 km); límite que refleja la tendencia de la corteza (de la litosfera) hacia un equilibrio hidrostático con respecto al manto superior (astenosfera), según P. S. Voronov.

14. *En el desarrollo de los movimientos tectónicos y de las deformaciones se observa una herencia estable* de las etapas más antiguas del desarrollo de la litosfera, que se manifiesta en mayor grado con respecto a la ubicación espacial del plan de los elementos estructurales que con relación al signo del movimiento de éstos, el que, como se hizo notar más arriba, pudo sufrir cambios periódicos debido al reemplazo de hundimientos por elevaciones, de estiramientos por compresiones, y viceversa. El plan estructural contemporáneo de la Tierra en sus rasgos fundamentales (la distribución de las plataformas y de las fajas movibles) en un grado considerable está heredado del plan conformado ya en el precámbrico superior.

15. *Se establece una correlación lineal directa precisa entre la actividad tectónica, la magnitud del flujo calórico y la profundidad de yacimiento de la superficie astenosférica.* En particular, para las fajas con sismicidad y volcanismo elevados son características mayores magnitudes del flujo calórico y la presencia de salientes en la astenosfera inmediatamente debajo de la corteza.

16. *Una vinculación no menor existe entre la actividad tectónica y el magmatismo*; en esencia, la tectonogénesis y el magmatismo son sólo dos formas distintas de traslado de la sustancia de la Tierra, en estados viscoso-elástico o viscoso-plástico en caso de tectogénesis y en estado líquido en caso de magmatismo.

La conclusión general de todo lo expuesto consiste en que *nuestro planeta se presenta como un gran sistema único*; el mecanismo que lo pone en movimiento se halla escondido en las profundas entrañas y se encuentra en acción ininterrumpida desde los estadios más tem-

pranos del desarrollo del planeta. La estrecha vinculación entre la tectogénesis y el magmatismo muestra que los movimientos tectónicos están inseparablemente unidos al desarrollo de la propia sustancia de la Tierra.

§ 3. Principales regularidades del plan estructural de la litosfera

La existencia de determinadas regularidades en la distribución de los principales rasgos del relieve y de la estructura de la corteza terrestre desde hace mucho tiempo, a partir de los tiempos de F. Bacón, llamó la atención de los investigadores y, en particular, la de A. P. Karpinski. Muchas de estas regularidades fueron compiladas con éxito hace relativamente poco tiempo por G. N. Katterfeld y luego por P. S. Vóronov. Pero ellas se mostraron del modo más preciso recién cuando fueron conocidos los principales rasgos de la textura del fondo de los océanos, o sea, en la ultima década. Ahora ya no pueden caber dudas de la existencia de un determinado plan de disposición de los principales elementos estructurales de la litosfera, además, de un plan orientado con una regularidad perfecta con respecto a la configuración contemporánea de la Tierra, la que también posee algunas particularidades destacables. Estas regularidades se manifiestan tanto en la simetría como en la antisimetría de ubicación de continentes y océanos, de las plataformas y las fajas movibles, del agrupamiento de los mismos en zonas latitudinales y meridionales, con la formación de la estructura zonal-sectorial. Es admirable que regularidades semejantes ya comienzan a descubrirse en otros planetas del sistema Solar: en la Luna, en Marte, en Mercurio, e incluso en Júpiter y Saturno.

El primer y más importante rasgo del plan estructural de la litosfera consiste en la división de la misma en los hemisferios continental y oceánicos; en el primero se encuentran todos los continentes y una parte de los océanos, el segundo está casi por completo ocupado por el océano Pacífico. La frontera entre estos dos hemisferios pasa en el plano de los meridianos de 105—75°. Una disimetría parecida se ha descubierto en la Luna, con preponderancia de mares en su cara invisible. Esta disimetría también esta reflejada en la figura de la Tierra, el eje de corte ecuatorial que pasa por el centro de los hemisferios oceánico y continental, o sea por el centro del océano Pacífico, Europa y Africa, es mayor que el eje perpendicular al mismo. La configuración del océano Pacífico, que es la estructura anular mas grandiosa de la Tierra, se diferencia en forma notable de la configuración de los océanos Atlántico, Indico y Austral, que son de tipo zonal «de rift» y que complican el hemisferio continental.

El segundo es la distribución zonal-latitudinal de los continentes y de los océanos, de las plataformas y de las fajas movibles. En dirección

del polo Norte hacia el Sur uno a otro se reemplazan: el océano Polar Artico con las estructuras de la faja geosinclinal de plegamiento ártica desde Taimir hasta el norte de Groenlandia, por su periferia; luego la faja septentrional de los continentes: América del Norte, Europa, Asia con los núcleos en forma de plataformas antiguas: Norteamericana, Europea Oriental, Siberiana; luego la faja movible Mediterránea con los grupos de cuencas suboceánicas Mejicano-Caribe y Mediterráneo-Caspio esparcidos en ella; luego la faja austral de continentes: América del Sur, Africa, Indostán y Australia con las antiguas plataformas de iguales nombres; más adelante el océano Austral con los relictos de la faja geosinclinal de plegamiento de gondwánidas de América del Sur, el Cápido de Africa del Sur y otros; y finalmente el continente Antártico con la correspondiente plataforma.

En esta distribución llama la atención el confinamiento del océano hacia la región polar septentrional de la Tierra y del continente hacia la austral, además, en latitudes más inferiores el océano es reemplazado en el norte por la faja continental Americana-Eurasiática, y el continente por la oceánica (océano Austral). En conjunto, en el hemisferio norte predominan los continentes, en el sur, los océanos, además, como lo estableciera P. S. Vóronov, el grupo septentrional laurásico de continentes, por una serie de parámetros morfométricos característicos se diferencia del grupo austral gondwaniano.

Semejantes *antípodas en la disposición de los continentes y de los océanos* también se observa con respecto a los hemisferios continental y oceánico de la Tierra y, como veremos más abajo, en la alternación de los segmentos meridionales, constituyendo el tercer rasgo característico del plan estructural de la litosfera. La posición antípoda de las regiones polares también se expresa en que el radio polar norte de la Tierra es 242 m más largo que el sur. La posición antípoda de los hemisferios norte y sur encuentra su expresión en el desarrollo desigual de las fajas orogénicas de plegamiento: en el hemisferio norte la faja correspondiente se ha desarrollado de un modo muy potente, en el sur sólo fragmentariamente.

La distribución zonal de los continentes y de los océanos se manifiesta en la agrupación de éstos en la faja meridional. La faja más occidental de continentes incluye América del Sur y la Antártida; más al este se extiende la faja oceánica, que además del océano Atlántico comprende la fosa Euroasiática del océano Polar Artico; luego se extiende una nueva faja continental compuesta de Europa y Africa, después una faja oceánica que incluye al océano Indico y el «océano frustrado» (V. V. Beloúsov) de la depresión de Siberia Occidental, más adelante hacia el este la tercera faja continental, representada por Asia Oriental con las plataformas Siberiana y China y por Australia y, finalmente, por la faja oceánica del océano Pacífico y de la hondonada Canadiense del océano Artico. *La alternación regular de las fajas continentales meridionales y de las oceánicas*, cada una de las

cuales ocupan en promedio 60° en latitud, es la siguiente regularidad del plan estructural de la Tierra[1]). Una de las particularidades más importantes de la estructura de la litosfera es también *la disposición mediana, con respecto a los océanos y concéntrica con respecto a los continentes, de las fajas movibles oceánicas medias (dorsales)*, establecida por primera vez por G. Menard. Algunas desviaciones con respecto a esta regularidad se observan en los océanos Pacífico y Artico, pero ellas encuentran explicación en las particularidades del desarrollo de estos últimos.

Otra regularidad más del plan estructural de la litosfera se puede considerar la existencia de una red planetaria de fracturas-lineamientos profundos ortogonales y diagonales. Resulta con esto en especial destacable el sistema de grandes fracturas latitudinales, establecido en la parte noreste del océano Pacífico por G. Menard, extendido a los restantes océanos, y que también se manifiesta en forma menos clara en los límites de los continentes. A lo largo de estas fracturas en los océanos Pacífico y Atlántico se observa una traslación horizontal regular de los ejes de los dorsales oceánicos medios y las anomalías magnéticas rayadas que los acompañan, que en algunos lugares alcanzan los 1000 km (fractura Mendocino). Se considera como de mayor importancia la zona ecuatorial de fracturas, descripta por D. Krause, a lo largo de la cual los elementos estructurales más grandes, comenzando con los continentes del hemisferio septentrional, resultan trasladados hacia el oeste con respecto al hemisferio austral. Esta *traslación ecuatorial también debe ser catalogada como uno de los rasgos más importantes del plan estructural de la litosfera.*

La división de la Tierra mediante fracturas latitudinales en fajas latitudinales nos hace recordar el cuadro de la textura zonal-latitudinal de Júpiter y Saturno. Entre tanto, esta preponderancia de una zonalidad latitudinal se viola de un modo significativo en la región del océano Indico, donde predominan estructuras y fracturas meridionales.

También pertenece al número de las regularidades generales de la estructura de la litosfera *la forma de cuña de los bloques continentales*, expresada con especial nitidez en las continentes del grupo de Gondwana: América del Sur, Africa, Indostán, pero que también es característica para América del Norte, además, la terminación en forma de cuña de todos estos continentes está dirigida hacia el sur (A. P. Karpinski).

También se presenta como esencial la regularidad, subrayada por G. D. Azhguirei y que se expresa en que *la aplastante mayoría*

[1]) Las fajas o sectores correspondientes son destacadas de modo un tanto distinto y, además, diverso por otros investigadores, en particular por G. N. Katterfeld y P. S. Vóronov. Katterfeld distingue cuatro sectores equidimensionales de 90°, mientras que P. S. Vóronov, fundamentalmente para las regiones polares de la Tierra apunta dos sectores de 110° y dos de 70°, separados por las zonas de desplazamientos planetarios.

de las estructuras arqueadas de la Tierra (los arcos insulares antiguos y contemporáneos) *está dispuesta en forma convexa con respecto al este*, o sea, en sentido contrario a la rotación de la Tierra y hacia el sur. Esto no sólo es característico para los arcos insulares contemporáneos de una parte del océano Pacífico, o para los arcos de las Antillas y de las islas Sandwichs del Sur, sino que también para los arcos antiguos de las Cordilleras Norteamericanas. En sentido latitudinal se extienden y están dirigidos en forma convexa hacia el este los tres arcos más encorvados: el de las Antillas, el de las islas Sandwich del Sur (Skosha) y alrededor del mar de Banda en Indonesia.

Finalmente, otra particularidad de la morfoestructura de la Tierra es la *gran escabrosidad y desmembramiento de las costas orientales de los continentes en comparación con las occidentales*. Este rasgo se manifiesta del modo más evidente en la región del océano Pacífico; a un sistema complejo de arcos insulares y de marea extremos de su periferia occidental se le opone el contorno relativamente liso de las costas de ambas Américas. Un efecto análogo, aunque más débil, provocan los arcos de las Antillas y de las islas Sandwich del Sur.

Estas son las principales regularidades del plan estructural de la litosfera. El hecho de la existencia de las mismas no deja dudas de la unidad global de la estructura de la Tierra, y, en consecuencia, de la existencia de una causa común condicionante de su unidad. Tal causa puede ser sólo la rotación axial de la Tierra y los cambios periódicos de su velocidad, provocados, a su vez, por las modificaciones del volumen del planeta (con más detalles véase el cap. XIV). La manifestación de toda una serie de regularidades, establecidas para la Tierra, en otros planetas del sistema Solar, confirma esta conclusión.

Bibliografía

Principales etapas de desarrollo de la litosfera

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронологическая шкала докембрия. Межд. геол. конгр., XXIII сессия, докл. сов. геол. пробл. 6. М., изд-во «Наука», 1968. (*Vinográdov A. P., Tugárinov A. I.* Escala geocronológica del precambriano.)

Муратов М. В. Главнейшие этапы складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», 1965, № 1. (*Murátov M. V.* Principales etapas de plegamiento y megaestadios de desarrollo de la corteza terrestre.)

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия. «Геотектоника», 1970, № 2. (*Murátov M. V.* Sistemas de plegamiento geosinclinales del precámbrico.)

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5. (*Pavlovski E. V.* Estadios iniciales del desarrollo de la corteza terrestre.)

Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 4, 5, 1970. (*Salop L. I.* Reconsideración de la escala geocronológica del precambriano.)

Тугаринов А. И. и *Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. Изд. 2-ое. М., изд-во «Недра», 1970. (*Tugárinov A. I., Voitkévich G. V.* Geocronología precambriana de los continentes.)

Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. Изв. ВУЗов, «Геология и разведка», № 11, 1961. (*Lazko E. M.* Sobre las particularidades del desarrollo de la corteza terrestre en el archeozoico y en el proterozoico.)

Anchaeusser C. R. et al. Reappraisal of some aspects of Precambrian geology. Geol. Soc. Am. Bule., vol 80, 1970.

Glickson A. Y. Geosynclinal evolution and gechimical affinities of Early Precambrian systems, «Tectonophysics», 1970, vol 9, № 5.

Goodwin A. M. Archaean protocontinental growth and early crustal history of the Canadian shiel. Int. Geol. Congr., Rep. 23 sess., sect. I, Prague, 1968.

Principales regularidades del plano estructural de la litosfera

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., изд-во «Наука», 1968. (*Vóronov P. S.* Apuntes sobre las regularidades de la morfometría del relieve global.)

Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. Географгиз, 1962. (*Katterfeld G. N.* La faz de la tierra y su origen.)

Каттерфельд Г. Н., Бонев Н. К вопросу о закономерностях в распределении и очертаниях материков и океанов. Вестн. ЛГУ, № 12, 1967. (*Katterfeld G. N., Bonlev N.* Sobre la cuestión de las regularidades en la distribución y configuración de los continentes y de los océanos.)

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. Тр. ГИН АН СССР, вып. 91, 1963. (*Jeráskov N. P.* Algunas regularidades generales en la textura y desarrollo de la estructura de la corteza terrestre.)

Capitulo XIV

Causas posibles de los movimientos y del desarrollo de la tectonosfera

Nos acercamos ahora a la cuestión más complicada y, a la vez, fundamental de la geotectónica, esto es, a la cuestión de los factores que condicionaron la evolución regular de nuestro planeta y que crearon la estructura contemporánea de sus envolturas duras exteriores.

Antes debemos anunciar que con el estado actual de nuestros conocimientos es imposible contestar a esta pregunta de un modo suficientemente determinado y unívoco. A pesar de que en los últimos años se ha logrado un progreso notable en el conocimiento de la constitución profunda de la corteza terrestre bajo los continentes, en el estudio del fondo de los océanos, en el esclarecimiento de la historia precámbrica de la Tierra, lo que redujo de modo considerable el dominio de diversas construcciones especulativas, todavía faltan algunos datos iniciales de importancia para resolver el problema planteado. Entre estos datos figuran ante todo la historia prejurásica de las fosas oceánicas, la composición del manto de la Tierra y de la capa «basáltica» de la corteza terrestre bajo los continentes y océanos, la historia térmica de la Tierra, el estado de nuestro planeta al entrar éste en el estadio geológico de desarrollo. Tampoco se han utilizado exhaustivamente ni mucho menos, las posibilidades del tratamiento cuantitativo de los datos de la geología regional e histórica, que permiten restablecer la marcha de los procesos endógenos en escala planetaria (el desarrollo de las transgresiones y las regresiones, de las elevaciones y los hundimientos, del plegamiento, de la actividad magmática, etc.). Y es precisamente por esto que en la geotectónica teórica se observa como antes una abundancia de hipótesis que con frecuencia presentan la directividad general de desarrollo de la Tierra de modos contrarios y como causas de este desarrollo se consideran factores muy diversos. La historia de la ciencia geológica muestra que la mayor parte de las hipótesis contemporáneas toma su origen ya en los albores de la geología cien-

tífica, perfeccionándose gradualmente a medida que progresa el conocimiento y a veces entrando de nuevo en escena tras un período de olvido temporal, de ordinario después de un fracaso (con más frecuencia también temporal) de la hipótesis que había gozado del mayor reconocimiento.

En el presente capítulo consideramos oportuno dar primero una revista concisa a las hipótesis tectónicas clásicas, después exponer y analizar de un modo crítico las hipótesis contemporáneas y, finalmente, esbozar el esquema más verosímil (modelo) de la geotectogénesis.

§ 1. Hipótesis tectónicas clásicas

La hipótesis be la emergencia. Esta hipótesis fue la primera concepción científica, ya promovida en el siglo XVIII por los fundadores de la ciencia geológica, M. V. Lomonósov y J. Hutton. Esta hipótesis está basada en la idea del predominio, en el desarrollo de la Tierra, de los movimientos verticales, alzamientos y hundimientos, perteneciendo el papel principal a los primeros. Desde la época de Hutton los alzamientos se vinculan al magmatismo, de un modo más determinado en las obras de L. von Buch y A. von Humboldt en el primer cuarto del siglo XIX (la hipótesis de los «cráteres de alzamiento»). Siguiendo a B. Studer (1827), en dicha hipótesis se considera el plegamiento como un fenómeno derivado del alzamiento; este científico opina que el plegamiento surge siendo apartadas a presión las capas de la envoltura sedimentaria por el magma en ascenso. Posteriormente apareció otra explicación de la formación de los pliegues: desde las elevaciones en crecimiento las capas resbalan accionadas por la fuerza de gravedad (M. Read, 1886; E. Reyer, 1888); ambas ideas continúan desarrollándose en la actualidad.

La hipótesis del alzamiento predominó en la geología hasta la mitad del siglo XIX, en base a ella fueron elaborados los primeros esquemas de constitución de las estructuras plegadas montañosas (B. de Saussure, P. S. Pallas). En la segunda mitad del siglo XIX esta hipótesis fue sustituida prácticamente por entero por la hipótesis de la contracción, que propuso un mecanismo más satisfactorio de la formación de los pliegues y corrimientos, que estuvo en el centro de la atención de la ciencia tectónica partiendo del segundo cuarto del siglo XIX. El fracaso del contraccionismo clásico a principios del siglo XX y el renacimiento del interés por las grandes elevaciones y los hundimientos de la superficie terrestre y por los enlaces entre la tectónica y el vulcanismo crearon la premisa para el renacimiento de la hipótesis del alzamiento. Una de las primeras tentativas de esta dirección fue la *hipótesis de la oscilación* del geólogo alemán E. Haarmann (1930), la que preveía el surgimiento periódico, sobre la superficie de la Tierra bajo el influjo de la atracción de la Luna, de grandes inflamaciones, llamadas geotumores y separadas

por geodepresiones (la tectogénesis primaria); el resbalamiento gravitacional del manto sedimentario desde los tumores hacia las depresiones da origen al plegamiento (la tectogénesis secundaria). En el año 1933 el geólogo holandés R. W. van Bemmelen, investigador de Indonesia, propuso la *hipótesis de la undación* (ondulante), elaborada con mucha más plenitud y que ya explicaba la formación de los grandes alzamientos por causas internas: por la acumulación, bajo la corteza, de productos magmáticos ácidos ligeros de diferenciación profunda de la substancia de la Tierra. Con los alzamientos se hallan conjugados los hundimientos de los terrenos contiguos. En el proceso de desarrollo del geosinclinal las elevaciones sobrecrecen con el respectivo apartamiento a presión y la migración de los pandeos vecinos. Bemmelen, lo mismo que Haarmann, le atribuye al plegamiento un origen gravitacional. Hasta el presente R. W. van Bemmelen desarrolla de modo consecutivo su hipótesis en concordancia con nuevos datos. Una variante algo diferente de la hipótesis de la diferenciación profunda, llamada *astenolítica*, fue elaborada por el geólogo norteamericano B. Willis (1929—1941). V. V. Beloúsov (1942—1943) publicó la *hipótesis radiomigratoria*, en la cual en calidad de causa de la diferenciación profunda fue incluido el calor desprendido al desintegrarse los elementos radiactivos naturales contenidos en la Tierra. V. V. Beloúsov, igual que Bemmelen, seguía y sigue desarrollando su hipótesis hasta el presente.

Hipótesis de la contracción. Promovida en los años treinta del siglo pasado y formulada definitivamente en el año 1852 por Elie de Beaumont, la hipótesis de la contracción se adueñó casi indivisiblemente de las mentes de los geólogos durante toda la segunda mitad del siglo XIX y conservó cierta influencia todavía en el siglo XX. Esta hipótesis derivaba inmediatamente de la cosmogonía de Kant y Laplace y admitía el estado originariamente difuso de la Tierra con su enfriamiento sucesivo partiendo de la superficie. La consecuencia de este enfriamiento es el alabeo de la corteza terrestre dura constreñida a adaptarse a la disminución del volumen de las partes interiores de la Tierra. Este alabeo alcanza la mayor intensidad dentro de los límites de las fajas geosinclinales maleables llenas de potentes masas de sedimentos plásticos (orógenos, según Kober), apretadas entre los rígidos bloques de las plataformas (cratógenos, es decir, fuentes de la fuerza). Como resultado surgen las estructuras plegadas montañosas. El fundamento de las plataformas, influenciado por la compresión tangencial, también da origen a pliegues de gran radio, complicados por fallas y grabens. Según Stille, ésta es la epirogénesis, contrapuesta a la orogénesis de las regiones geosinclinales.

E. Suess dibujó de modo algo diferente el proceso de deformación de la corteza bajo el efecto de la compresión de las partes interiores de la Tierra. El concedió principal importancia al derrumbe y hundimiento de los bloques corticales por encima del núcleo de la Tierra, el cual se comprime (en el sentido amplio). En tal caso los bloques más hundidos se someten a la presión tangen-

cial ejercida por los bloques de menor hundimiento y de este modo se alabean. Por consiguiente, el efecto directo de la contracción, según Suess, son los movimientos verticales, o sea, radiales, que a su vez engendran los movimientos horizontales, o sea, tangenciales.

Desde el comienzo del siglo XIX ante la hipótesis de la contracción se iniciaron a plantear las objeciones que a fin de cuentas minaron su situación predominante en la geotectónica. La principal de estas objeciones, dirigida contra el principal postulado de la hipótesis, estriba en que, desde el punto de vista contemporáneo, la Tierra era originariamente no difusa, sino fría y sólo después se calentó paulatinamente bajo el efecto del calor radiógeno acumulado en las entrañas. En el capítulo II ya se ha señalado que, según los cálculos de E. A. Liubímova y algunos otros autores, el calentamiento del interior de la Tierra prosigue asimismo en la época actual sin alcanzar todavía el máximo; el resultado de este proceso no debe ser la compresión, sino que la expansión de la Tierra, lo que es admitido por los partidarios de la hipótesis de la Tierra en expansión (véase más abajo). No obstante, hemos hecho notar que estos cálculos no se pueden considerar suficientemente fidedignos. Es muy posible que la Tierra se calentara en alto grado ya en la época pregeológica de su existencia, en tanto que la desintegración radiactiva sólo suspendió su enfriamiento posterior. Posiblemente el calentamiento de la Tierra prosiguió hasta el fin de la era arcaica y luego se sustituyó por el enfriamiento, etc.

En relación con la no fiabilidad de los cálculos teóricos de la historia térmica de la Tierra, debida en lo fundamental al poco conocimiento de las condiciones iniciales, es necesario tratar de hallar los datos, directos o por lo menos indirectos, que permitan determinar si ocurre en realidad una reducción o expansión de la Tierra.

De indicio directo del cambio del volumen de la Tierra puede servir la variación de velocidad de su rotación. Bajo el efecto del rozamiento de las mareas, causado por la atracción de la Luna y del Sol, la velocidad de rotación de la Tierra disminuye secularmente. Pero, como mostró N. N. Pariyski (1955), la desaceleración real de rotación de la Tierra es menor que la teórica calculada. Esto se debe a que la desaceleración de rotación se sobrepone a una aceleración de rotación, cuya causa más probable puede ser la disminución del radio de la Tierra en 4,5 cm en un siglo.

A favor del movimiento centrípeto predominante, es decir, del hundimiento de la corteza terrestre, están los siguientes hechos: 1) el crecimiento continuo de la capa sedimentaria de la corteza terrestre; 2) la superación constante de la magnitud del hundimiento ante la de alzamiento tanto dentro de los límites de los geosinclinales (el coeficiente de inversión permanece menor que la unidad), como en el marco de toda la superficie de los continentes; 3) la posición sumergida de la peniplanicie precámbrica en la mayor parte de la superficie de la Tierra (A.A. Pronin); 4) el aumento progresivo de la

profundidad de las fosas oceánicas. Por fin, como se ha señalado en el capítulo XI, la formación de zonas plegadas en el lugar de los geosinclinales requiere un ambiente de compresión tangencial general, y los resultados de estudio de las tensiones en los focos de terremotos confirman de manera inmediata la existencia de tal ambiente. El registro del estado de tensión en toda la corteza terrestre (N. Gast, P. N. Kropotkin, A. E. Scheidegger) afirma aún más la principal tesis de la hipótesis de la contracción y muestra que su base fundamental conserva su valor. A esto debemos añadir que la causa de la disminución del volumen de la Tierra puede ser no tanto el enfriamiento de su interior, como las transformaciones polimorfas de la sustancia subcortical bajo el efecto de la compactación gravitacional (J. Bernal y muchos otros), que conducen a la disminución del volumen y al aumento de la densidad del material del manto. De ejemplo de estas transformaciones polimorfas sirve la conversión del olivino en espinela, que va acompañada de la disminución del volumen en unos 10—15%. Por otra parte, una de las causas de la reducción del radio de la Tierra firme puede residir en la diferenciación de la sustancia de la envoltura, responsable de la formación de la corteza, la hidrosfera y de la atmósfera (esta última se disipó parcialmente en el espacio cósmico).

De esta forma, la posibilidad del desarrollo de la Tierra en dirección de una disminución progresiva de su volumen, es decir, el propio principio de la contracción, no se puede considerar refutado por datos científicos más recientes, al mismo tiempo el mecanismo de alabeo de la corteza terrestre, adoptado por dicha hipótesis y sometido a crítica a su tiempo por E. N. Liustij (1958), no provoca objeciones insuperables a la luz de los nuevos datos. Lo mismo se refiere a las ideas sobre la formación de los sistemas plegados.

Pese a todo, a la hipótesis clásica de la contracción se le pueden plantear varias pretensiones serias. Una de las principales, como indica con justeza en dicho caso E. N. Liustij, es la discordancia entre el desarrollo de la corteza y el de las masas subcorticales. En efecto, en la hipótesis de la contracción la sustancia subcortical cumple una sola función: ella se enfría y se comprime; entretanto los datos contemporáneos indican que aquí se engendran focos magmáticos, ocurren grandes desplazamientos acompañados de sismos, se registran cambios de las propiedades físicas no sólo vertical, sino también horizontalmente. La hipótesis de la contracción no interpreta debidamente los procesos de magmatismo en general. Otra falta de principio de la hipótesis es que no se atiende a los fenómenos de tracción de la litosfera, manifestados, en particular, en la formación de los rifts.

Todo esto muestra que la clásica hipótesis de la contracción debe ser abandonada, aunque la propia idea de la compresión de la Tierra merece ser atendida al formularse la teoría general de la geotectogénesis.

Hipotesis de la pulsación. Esta hipótesis tomó forma en los

años treinta—cuarenta de nuestro siglo, aunque la idea inicial de la alternación de las fases de apretamiento y expansión en la historia de la Tierra, fue enunciada por el científico alemán A. Rothpletz ya en el año 1902, luego a principios de los años treinta el geólogo norteamericano A. Grabau llegó a la conclusión de la pulsación volumétrica de la Tierra en base a la alternación regular de las transgresiones y regresiones planetarias en su historia. Dicha hipótesis fue expuesta por primera vez en forma desarrollada por W. Bucher, quien propuso el nombre de pulsación. En lo sucesivo fue desarrollada esencialmente por M. A. Usov (1940) y V.A. Obruchev (1940). Casi todos los adictos a la hipótesis de la pulsación consideran que la Tierra se desarrolla bajo el signo de predominio de la compresión, mientras que las fases de expansión sólo complican el proceso de disminución volumétrica del planeta. Por lo tanto podemos con cierta razón considerar la hipótesis de la pulsación como variante de la hipótesis de la contracción, que sustituyó históricamente a esta última para compensar sus insuficiencias que se hicieron demasiado evidentes.

Según V. A. Obruchev, en las fases de ensanchamiento de la corteza predominan los movimientos verticales, radiales: en las zonas activas la corteza se estira y se forman los geosinclinales; en los terrenos estables la corteza se abulta y se parte en grietas, se forman los grabens y horsts; en los geosinclinales que ya experimentaron plegamiento en la fase de compresión anterior el país plegado asciende debido a la nivelación isostática. Con las fases de ensanchamiento está vinculada mayormente la actividad magmática: durante la expansión se debilita la presión ejercida sobre la capa magmática y el magma pasa al estado líquido; las fisuras de las masas geosinclinales arrugadas se abren y el magma penetra hacia adentro de los pliegues formando cuerpos intrusivos; en las áreas estables el magma sube hasta la superficie creando volcanes y efusiones territoriales.

La compresión de la corteza es expresada fundamentalmente por movimientos tangenciales: en los geosinclinales los sedimentos que los llenan se arrugan en pliegues que se propagan a las partes adyacentes de las áreas estables, al mismo tiempo en estas últimas se crean «grandes pliegues de asiento ancho, los pliegues en bloques del fundamento, los pliegues de recubrimiento en la capa delgada de depósitos marinos y continentales, los corrimientos de los horsts sobre los isleos de grabens y el resalto de los primeros». En las fases de compresión las rocas intrusivas (para los granitos se admite una formación debida a la refundición de las rocas sedimentarias en los pandeos geosinclinales más profundos) adquieren textura gnéisica y surgen paraesquistos originados por las rocas sedimentarias.

En la historia de la Tierra se observa la alternación de los períodos de evolución y de revolución, puesto que para superar la resistencia de la corteza se requiere un acopio periódico de energía, el que se resuelve a saltos con la formación de las fallas y del plegamiento. En los períodos de evolución «la lucha de la compresión contra la expansión no cesa, sino que se debilita y se expresa mediante movimientos oscilatorios lentos y por la nivelación isostática de aquellos desequilibrios que surgieron en los períodos revolucionarios». La época contemporánea es el comienzo del período de evolución que sustituyó al período revolucionario del neógeno y de la primera mitad del cuaternario.

La causa de la compresión, según V. A. Obruchev, es el intenso desprendimiento del calor en las fases de expansión por las lavas, los gases, vapores, por las fuentes termales. M. A. Usov hablaba

asimismo de la compactación gravitacional, de las alteraciones moleculares y atómicas con la redistribución de la zonas geotectónicas dentro de la Tierra, y, como consecuencia, el cambio de su volumen. Las causas de la expansión, según opina V. A. Obruchev, no están claras del todo; entre las posibles él indica «la transición del magma del estado sólido al líquido debido al desprendimiento de calor durante los procesos radiactivos o a la disminución de la presión luego del cese de la compresión».

Estos son los principales postulados de la hipótesis de la pulsación; asignando cierto puesto en el desarrollo de la Tierra y de la corteza terrestre a la expansión y al estiramiento, posee una preponderancia palpable con respecto a la hipótesis de la contracción, facilitando la comprensión de los procesos magmáticos, de la formación de las fallas, los geosinclinales, de los movimientos oscilatorios y de algunos otros fenómenos.

Entre tanto la representación concreta de la sucesión y de los enlaces causales de los procesos tectono-magmáticos por la hipótesis en cuestión es claramente insuficiente desde el punto de vista contemporáneo. Esto es natural en vista de que desde el momento de su exposición por M. A. Usov y V. A. Obruchev ya han pasado 40 años marcados por eminentes descubrimientos en el dominio de las ciencias sobre la Tierra. La hipótesis de la pulsación ni siquiera plantea el problema del origen de los continentes y los océanos, no atiende al enlace entre los cambios de volumen y forma del planeta, no da explicación a las leyes regulares geométricas de la estructura y del relieve de la corteza terrestre. Se cree, sin embargo, que todo esto es de valor relativo en comparación con aquel elemento positivo que se comprende en la propia base de principio de la hipótesis de la pulsación.

La hipotesis de la Tierra en expansión es la antítesis total de la hipótesis de la contracción. Ella tiene una prehistoria suficientemente larga, ya que el ensanchamiento parcial del globo terráqueo fue ya admitido por M. V. Lomonósov y J. Hutton, después, a fines del siglo XIX, por M. Read. La expansión general de la Tierra fue comprobada por B. Lindemann en el año 1927 y, a partir del año 1933, por O. Hilgenberg, quien desarrolla enérgicamente esta concepción hasta el presente. La expansión de la Tierra apareció como elemento principal de la hipótesis de V. M. Bukanovski—M. M. Tetiáev (1934).

Durante todo el período de predominio de la hipótesis de la contracción, y luego, durante un tiempo prolongado, la hipótesis de la Tierra en expansión no tuvo éxito. La situación cambió en los años cincuenta de nuestro siglo, cuando ante los geólogos se planteó en toda su plenitud el problema del origen de los océanos. Por eso examinaremos esta hipótesis con más detalle en el párrafo siguiente.

Hipótesis de la migración be los continentes. Mientras que todas las hipótesis tectónicas expuestas más arriba son *fijistas*, es decir,

parten de la negación de la posibilidad de un desplazamiento horizontal algo considerable de los bloques de la corteza continental, la aparición de la hipótesis de la migración de los continentes fue al mismo tiempo el inicio de un enfoque fundamentalmente diferente de los procesos de la geotectogénesis, el cual recibió la denominación de *movilismo*. Las primeras variantes de la hipótesis fueron publicadas en el año 1910 por el geólogo norteamericano F. Taylor y en el año 1915 por el geofísico alemán A. Wegener; en la exposición de este último la hipótesis obtuvo, sobre todo en los años veinte-treinta, una popularidad descomunal, merced a lo que llegó a ser ampliamente conocida precisamente como hipótesis de Wegener. La hipótesis tiene como base cuatro grupos de hechos:

1) la existencia, en la curva hipsográfica, de dos escalones marcadamente expresados que corresponden a los continentes y océanos y nos dan pie para suponer su composición diferente (sial—sima);

2) la semejanza de contornos de los continentes separados actualmente por el océano Atlántico, sobre todo, de América del Sur y de Africa;

3) la semejanza de la constitución geológica de estos continentes, en particular, de sus flora y fauna terrestres del paleozoico superior y del mesozoico inferior;

4) la difusión, dentro de los límites de todos los continentes del grupo gondwaniano de la glaciación del paleozoico superior.

Partiendo de estos hechos Wegener sacó la conclusión de que hasta el mismo comienzo del mesozoico los continentes separados hoy en día por los océanos Atlántico e Indico formaron un supercontinente único: Pangea, que a continuación se partió, desplazándose los trozos aislados, o sea, los continentes, hacia el oeste y en dirección al ecuador. El desplazamiento hacia el oeste se debe al atraso de las capas superficiales de la corteza con respecto a las interiores durante la rotación de la Tierra desde el oeste hacia el este, a la vez que la fuerza rotatoria de dirección contraria al polo desplaza hacia el sur. La resistencia del fondo oceánico a la dislocación de los continentes, provocó la formación de las cordilleras montañosas plegadas en la periferia de estos últimos.

La hipótesis de Taylor difirió de las consideraciones de Wegener mayormente porque en ella se concedió un valor principal a la deriva de los continentes en dirección del ecuador con las desviaciones hacia el oeste y el este, lo que tuvo que llevar al surgimiento de tales sistemas montañosos plegados como los Alpes, los Himalayos, etc. El continuador sudafricano de Wegener, A. L. du Toit, admitió la existencia no de uno, sino de dos supercontinentes primarios: Laurasia y Gondwana, separados por el geosinclinal Tetis (según Wegener, el mar epicontinental). El mecanismo de la deriva de los continentes se les imaginaba en forma del ascenso y estiramiento de los supercontinentes con la penetración de las masas magmáticas en su parte central, que sube, y con el resbalamiento de los trozos separados en dirección del geosinclinal intermedio.

La hipótesis de la migración de los continentes tuvo el éxito más grande a fines de los años veinte y a principios de los años treinta,

cuando obtuvo, en particular, el apoyo de los eminentes geólogos suizos, conocedores de los Alpes, E. Argand y R. Staub (en la variante próxima a las opiniones de Taylor). Después de esto las ideas del movilismo empezaron a perder rápidamente sus adictos y a principios de los años cincuenta parecieron ser de interés sólo histórico. Esta frialdad fue relacionada en lo fundamental con objeciones de doble género. Primeramente, a ninguno de los geofísicos satisficieron los mecanismos de migración de los bloques continentales propuestos por Wegener, Taylor y Du Toit. En segundo lugar, el registro de las fallas profundas que profundizan desde la corteza hacia adentro del manto, conservan largamente su posición y actividad y engendran los geosinclinales de desarrollo heredado, estuvo en contradicción con la idea de los continentes «vagantes» en la superficie del manto. Este último argumento fue empleado en la obra crítica de N.S. Shatski «La hipótesis de Wegener y los geosinclinales» (1947) y, junto con las obras análogas de V. V. Beloúsov y L. S. Berg, pudo destronar totalmente la hipótesis de Wegener ante los ojos de los geólogos soviéticos. Es de hacer notar, sin embargo, que ninguno de los hechos geológicos tomados como base de la hipótesis y enumerados más arriba, fue, en esencia, desmentido.

A los mediados de los años cincuenta las ideas del movilismo, que parecían definitivamente olvidadas, de nuevo llamaron la atención de los investigadores. Para esto sirvieron de primer incentivo las obras acerca del magnetismo residual de las rocas. Pero ahora el movilismo tomó una nueva forma, la de neomovilismo, reuniéndose con la hipótesis de los flujos subcorticales de convección.

Hipótesis de los flujos snbcorticales de convección. En el año 1950 el conocido geólogo belga P. Fourmarier escribió en sus importantes «Fundamentos de la geología»:

> «La teoría de la migración de los continentes no goza ahora de aquel éxito que tuvo hace veinticinco años. La naturaleza de las fuerzas que mueven los continentes, sigue siendo realmente algo enigmática.
>
> Actualmente otra concepción tiene éxito evidente: ella busca en la propia constitución de la Tierra el mecanismo que provoca el desplazamiento horizontal de las masas continentales y que es capaz de engendrar las fuerzas tangenciales que pudiesen arrugar los sedimentos acumulados en los pandeos geosinclinales. Esta es la teoría de los flujos de convección o subcorticales, que se originan en las masas viscosas bajo la corteza sólida de la Tierra».

Las fuentes de la hipótesis de los flujos subcorticales se encuentran en las obras de O. Ampferer (1906) y R. Schwinner (1919), aunque, al igual que Wegener, ellos tuvieron antecesores en tiempos ya lejanos. Ampferer, investigador de los Alpes, llegó a dicha hipótesis desilusionado en el modelo contraccionista de formación de este sistema de recubrimiento plegado. Las ideas de Ampferer fueron esencialmente desarrolladas por otro geólogo alpino, E. Kraus, quien dedicó a la elaboración de la hipótesis que examinamos toda su actividad científica de muchos años.

Cierta influencia sobre el desarrollo de la hipótesis la ejercieron las ideas de J. Joly (1924), quien por primera vez en la historia de la geología ubicó en calidad de factor principal de la tectogénesis el calor desprendido al desintegrarse los elementos radiactivos de las rocas. Suponiendo, al igual que Wegener, que los continentes constituidos de sial flotan sobre el substrato basáltico, que sobresale en el fondo de los océanos, Joly admitió la fundición periódica de la capa basáltica como resultado de la acumulación del calor radiógeno bajo los continentes, que se distinguen por ser de poca termoconductividad y por contener cantidades considerables de elementos radiactivos. En lo sucesivo la capa basáltica también se funde bajo los océanos, lo que conduce a la posibilidad de desplazamiento de los bloques continentales por el lecho basáltico hacia el

Fig. 201. Esquema del mecanismo hipotético de deriva de los continentes (A. Holmes, 1946)

A—estadio inicial I del ciclo de convección; B—estadio II, los flujos de convección son más potentes; las montañas surgen en la zona de flujo descendientes; el nuevo océano, en el lugar de fractura, en la zona de flujos ascendentes

oeste bajo el efecto de las fuerzas de marea, provocadas por la Luna y el Sol. Este desplazamiento transcurre hasta que los continentes no ocupen el lugar de los océanos y viceversa, entre tanto la capa basáltica de nuevo se solidificará enfriada bajo los océanos de nueva formación.

La hipótesis de Joly no resiste ninguna crítica rigurosa, por cuanto, en particular, el granito se debe fundir antes que el basalto. Sin embargo, la idea de la fundición periódica del substrato subcortical y de la «desataduras», como consecuencia de ésta, de los movimientos horizontales, referida a la astenosfera, ya no suena tan paradójica en nuestros días.

En el año 1929 A. Holmes enunció la suposición de que la acumulación irregular del calor radiógeno bajo la corteza engendra un sistema de flujos de convección en el manto. Bajo los continentes se originan corrientes ascendentes que causan su rotura y fragmentación y la formación de nuevos océanos en el lugar de las roturas. En el lugar de contacto entre los océanos antiguos y los continentes, por el contrario, las corrientes se hunden en el manto, aquí se sitúa su rama descendente. Este esquema de los flujos subcorticales de Holmes (fig. 201) anticipó en mucho a las teorías muy posteriores de los partidarios de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico (véase el § 2).

A la elaboración matemática de la hipótesis de los flujos de convección del manto le dio comienzo F. Vening-Meinesz (1947). Según dicha hipótesis, los pandeos geosinclinales se forman sobre los lugares de convergencia de las ramas descendentes de las corrientes de convección. Los geosinclinales, según E. Kraus, son las zonas de «absorción» («Verschlukung») de la corteza o de «encogimiento» («downbuckling», según F. Vening-Meinesz). Esta absorción produce el apretamiento del llenado sedimentario del geosinclinal, la formación de los pliegues y charriages, los cuales, de acuerdo con dicha hipótesis, son más bien subintraciones que corrimientos (fig. 202). D. Griggs intentó simular este

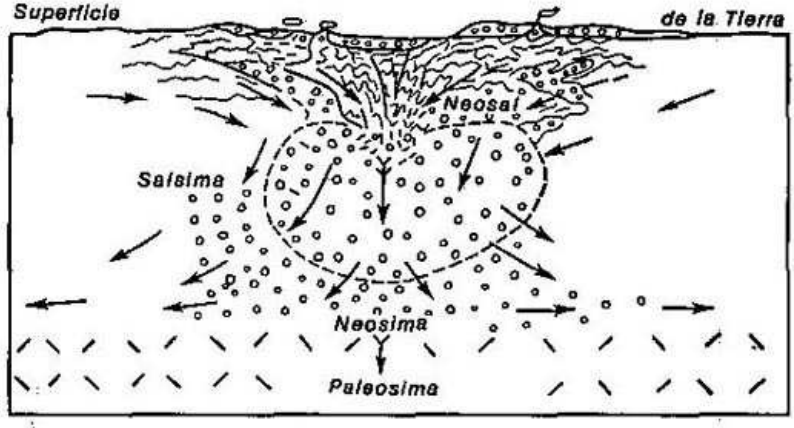


Fig. 202. Esquema de un foco de diferenciación y flujos subcorticales situados bajo un orógeno de constitución bilateral (según E. Kraus)

proceso; en su experimento una mezcla de arena y de un óleo pesado hacía las veces de corteza, en lugar del substrato puso una solución viscosa de silicato sódico, en este último fueron colocados dos tambores que giraban uno al encuentro del otro para reproducir las corrientes subcorticales. Como resultado del experimento se consiguió obtener algo parecido a los charriages, pero los pliegues faltaron, así que para reproducir la inversión había que valerse de la emergencia isostática.

La hipótesis de los flujos subcorticales, sin duda, tiene varias ventajas con respecto a la de la contracción: en ella se concede un lugar primordial a los procesos de la región subcortical, se atiende (es verdad que no siempre) al papel del calor radiactivo, se estiman igualmente tanto los movimientos verticales como horizontales de la corteza terrestre, cobran explicación la conjugación y simultaneidad del estiramiento de unas zonas (por encima de los flujos ascendentes) y del apretamiento de otras (por encima de los flujos descendentes). Entre tanto queda sin comprobación total la propia existencia y la posibilidad de formación en el manto de los flujos de convección permanentes o prolongados. Algunos autores consideran que el manto inferior posee una viscosidad demasiado alta para que pudieran surgir estas corrientes y que otro impedimento es la existencia en el manto de varias superficies divisorias; esta última objeción se podría omitir suponiendo que en cada capa del manto acciona su propio sistema de flujos (esta idea de las fuentes de muchos pisos

generadoras de movimientos tectónicos también es necesaria desde otros puntos de vista y aparece en algunas otras hipótesis tectónicas contemporáneas). En particular, en el esquema de E. Kraus se suponen dos sistemas de flujos: uno más superficial, llamado hiporeon, y otro más profundo , o sea, batireon. En lo que respecta a la alta viscosidad del manto, P. A. Dike hace poco tiempo adujo conclusiones en favor de que la viscosidad del manto inferior no supera los 10 *poises*, lo que hace posible la existencia de flujos de convección.

El cuadro complicado de distribución en la corteza terrestre de los movimientos de diversos signos y amplitudes requiere, para su explicación desde las posiciones de la hipótesis dada, un sistema de flujos subcorticales también complicados; así es, por ejemplo, el sistema de flujos supuesto por F. Vening-Meinesz como causa del surgimiento de los arcos insulares y las fosas oceánicas del archipiélago de Indonesia. Basándose sólo en la hipótesis en cuestión es difícil comprender las causas del cambio de signo de los movimientos tectónicos de terrenos aislados de la corteza terrestre, así como también el plano estructural de la misma en su totalidad y, en particular, de las regiones que integran la superficie de la corteza. Un sistema de flujos establecido debe más bien contribuir a la constancia del plano estructural y a la conservación de la directividad originaria de los movimientos.

En general, debemos llegar a la conclusión de que, si existen los flujos corticales, lo que es muy verosímil (véase el § 2), ellos no pueden ser causa principal de los movimientos de la corteza terrestre y de los cambios de estructura de la misma. Estos flujos sólo pueden servir a lo sumo de correas de transmisión para el complicado mecanismo de la vida tectono-magmática de las profundidades subcorticales.

En lo que atañe a la naturaleza de semejantes flujos, probablemente es justa la opinión de R. W. van Bemmelen y de algunos otros investigadores de que no son simplemente de convección, sino que de convección gravitacional o termogravitacionales. Con más detalle esta cuestión será examinada en el § 2.

Hipótesis rotativa. Esta hipótesis está algo apartada de otras hipótesis clásicas, por cuanto en la deformación de la Tierra no asigna un papel principal a las fuerzas internas, sino que a las externas, es decir, a los factores astronómicos.

El más importante de este grupo de factores de desarrollo de la Tierra es la atracción de la Luna y del Sol, que genera mareas sólidas en la corteza y en la envoltura de la Tierra y por lo tanto desacelera la rotación en torno a su eje. La disminución de la velocidad angular de rotación a su vez se exterioriza en el cambio de configuración de la Tierra, en la reducción de su apretamiento polar. Esta variación de figura de la Tierra conduce a la aparición de tensiones en la corteza y de deformaciones de la misma.

El retraso de rotación de la Tierra originado por la marea, fue indicado como causa posible de sus deformaciones por el conocido geofísico inglés G. Darwin en el año 1879. El famoso matemático y mecánico L. S. Deibonzón en el año 1910 examinó esta cuestión más detenidamente, dándole una interpretación matemática. En el año 1912 sobre este tema fue publicada la tesis de doctorado el matemático francés A. Veronnet, en la cual por primera vez se mostró que

las tensiones debidas a la precesión llegan al máximo en el paralelo de los 35°. El mismo resultado lo obtuvieron en el año 1941 los geodestas soviéticos V. A. Magnitski y F. N. Krasovski.

Mientras que los representantes de las ciencias exactas llegaron a estas conclusiones por la vía deductiva, algunos geógrafos y geólogos hicieron esto en base al material empírico. Así, los geógrafos rusos A. A. Tillo en el año 1889 y A. I. Voéikov en el año 1893 notaron que las montañas más altas del hemisferio septentrional están situadas entre los 30° y 40° de latitud. En 1910 fue publicada la obra del geólogo alemán A. Boehm von Bemersheim «Compresión y orogénesis» y en 1911, el artículo de L. Pockels «Variación de la rotación de la Tierra como factor geológico», en los que se señala que una de las fuentes de energía para los procesos tectónicos es la variación de la velocidad de rotación de la Tierra y que las estructuras montañosas más altas en ambos hemisferios tienden a las latitudes de 35—40°. Estas deducciones fueron desarrolladas en 1921 en la obra de otro geólogo alemán, G. Guiring, y en cierta medida repetidas por el geólogo suizo Arn. Heim en 1933.

En la literatura geológica soviética al papel de la variación de la velocidad de rotación de la Tierra por primera vez se le prestó gran atención en las obras de B. L. Lishkov (de 1927 y posteriores), quien consideró este factor como principal en la tectogénesis. Enuncia opiniones análogas el tectonista ucraniano V. G. Bondarchuk (1946, 1961). A la par con esto varios científicos soviéticos, primeramente A. P. Karpinski y F. Yu. Loewinson-Lessing, después N. S. Shatski, A. V. Peive y otros, señalan el papel de la variación de la velocidad de rotación de la Tierra en las deformaciones de la corteza y, en particular, en la formación de las fracturas profundas.

En varias hipótesis tectónicas expuestas más arriba las influencias gravitacionales externas ejercidas sobre la Tierra y, en particular, sobre la corteza terrestre, también se citan como uno de los factores tectogenéticos. Esto se refiere a la hipótesis de la oscilación de Haarmann (la formación de los geotumores), a las hipótesis de Taylor y Wegener (la fuerza rotatoria de dirección opuesta al polo, la deriva occidental de los continentes), pero a las variaciones de la velocidad de rotación de la Tierra en tal caso no se concede importancia.

La hipótesis rotativa fue argumentada del modo más completo en las obras del científico soviético M. V. Stovas. Complementos valiosos fueron aportados por otro investigador soviético, G. N. Katterfeld.

Como se ha señalado más arriba, el postulado de partida de la hipótesis rotativa radica en que, a consecuencia de la acción de freno de las mareas originadas en el cuerpo de la Tierra por la atracción de la Luna y del Sol, la velocidad de rotación de la Tierra alrededor de su eje experimenta una desaceleración secular. Entretanto, a la par con la constitución interna, dimensiones y masa, sobre la forma de los planetas ejerce influjo directo asimismo la magnitud de la velocidad angular de rotación. Cuanto mayor es esta última, tanto mayor es la compresión polar, o sea, la «elipticidad» del planeta. Y, viceversa, cuanto menor es la velocidad de rotación, tanto menor es la compresión polar y tanto mayor es la «esfericidad» del planeta. Este postulado se confirma en el ejemplo de los planetas del sistema Solar: Júpiter, Saturno y Urano, que poseen gran velocidad angular de rotación, se caracterizan por tener mayor compresión (1 : 15,4; 1 : 9,5; 1 : 14), al tiempo que la Tierra y Marte, que tienen menor velocidad de rotación, se distinguen por una menor compresión (1 : 298 y 1 : 192).

Al disminuir la compresión polar, lo que sucede a consecuencia de la deceleración secular, debe cambiar la figura de la Tierra: las regiones circumpolares deben ascender, mientras que las ecuatoriales deben descender a causa de la disminución del achatamiento ecuatorial. La variación (disminución) de la velocidad de rotación de la Tierra en la época actual es comprobada inmediatamente en base a datos astronómicos y se evalúa en una magnitud de 1,6—2,4 s cada 100 mil años.

La distribución del signo de los movimientos verticales contemporáneos de la corteza terrestre se confirma, según M. V. Stovas, por el alzamiento de las regiones circumpolares y el hundimiento conjugado de las ecuatoriales («alabeamiento meridional»), en tal caso de frontera divisoria sirve la latitud «crítica» de los 35°. Las islas árticas, los litorales septentrionales de los continentes Eurasiático y Norteamericano se hallan afectados preponderantemente por el alzamiento, cuya velocidad y amplitud aumentan en dirección al norte. El hundimiento de los tramos aislados, registrado sobre este fondo general, se explica evidentemente por causas de carácter local. Al mismo tiempo la faja ecuatorial de la Tierra en general sufre hundimiento. El «alabeamiento meridional» se manifiesta en el aumento de la inclinación hacia el sur del espejo de agua de los Grandes lagos de Norteamérica, de los lagos de Finlandia y Carelia, del mar de Aral y del lago Baljash. También se patentiza en el comportamiento de las terrazas fluviales: en el norte de la llanura Rusa son desarrolladas a modo del tipo propio de las regiones de alzamiento, es decir, las terrazas antiguas son situadas por encima de las jóvenes, mientras que en el sur acusan una disminución de las alturas relativas de las terrazas, su acercamiento y sumersión en el agua, o sea, caracteres privativos de las zonas de hundimiento (Yu. A. Meschcriakov).

En el pasado geológico el «alabeamiento meridional» se habría manifestado como conjugación entre las regresiones de las regiones circumpolares y las transgresiones de las regiones ecuatoriales. Esta conjugación fue indicada por A. Grabau (1933) y Lee Sy-quan (1949), pero necesita de una comprobación no sólo para los tiempos remotos, sino también para los movimientos contemporáneos.

Al cambiar la velocidad de rotación y reorganizar, en relación con esto, la figura de la Tierra, en la capa cortical surgen no sólo tensiones radiales, generadoras de los movimientos verticales, sino que también tangenciales, lati- y longitudinales, además, ocurren la compresión y el estiramiento volumétricos de la corteza.

Al suponer que la compresión polar disminuyó desde 1 : 210 (el valor supuesto para el proterozoico inicial) hasta 1 : 298 (la magnitud contemporánea), resulta, según Stovas, que el área de la superficie terrestre de la faja ecuatorial tendría que haber disminuido en una magnitud de cerca de los 184 mil km² y haber aumentado aproximadamente en esa cantidad en las regiones circumpolares. La disminución del diámetro ecuatorial es de cerca de 6 km y el aumento del diámetro polar es de cerca de 12 km, la disminución de la longitud del ecuador es de 19 km, el aumento de la longitud del paralelo de ±62° es de 11,7 km. La longitud de un cuarto del arco disminuye en 1,2 km sobre el segmento desde el ecuador hasta el paralelo de ±35°, aumentando al mismo tiempo en la misma magnitud sobre el tramo desde el paralelo de ±35° hasta el paralelo de ±62°; desde este último paralelo hasta el polo un cuarto del arco de meridiano aumenta en 2,3 km. El cambio máximo de los elementos del arco de meridiano sucede en tal caso en la zona del paralelo 35. Sobre el fondo de esta disminución secular de la compresión polar, vinculada a la desaceleración de rotación de la Tierra, pudo ocurrir un aumento de la compresión debido a la aceleración rotatoria

(por ejemplo, como consecuencia de la disminución del radio de la Tierra). Al aumentar el achatamiento polar, la capa cortical se debe comprimir en las altas latitudes (desde los polos hasta los $\pm 34°$) y estirar en las bajas (el 35° de lat. n.—el 35° de lat.s.), estando el máximo sobre el ecuador.

Los paralelos treintaicinco no sólo son la línea limítrofe de cambio del signo de las tensiones y del cambio volumétrico de la Tierra al variar la velocidad de su rotación y la compresión polar, vinculada a esta última. La corteza terrestre en estas zonas debido a la acción de las precesiones[1]) también se comprime y se estira alternativamente, lo que conduce en general a la formación en este lugar fallas profundas en el hemisferio boreal (faja geosinclinal del mar Mediterráneo) y en el austral (limitaciones australes de las plataformas Brasileña, Africana y Australiana, «gondwánidas» de América del Sur y «capidas» del Africa del Sur). El papel singular de los paralelos 35, que ha permitido denominarlos *críticos*, también se manifiesta en que precisamente las zonas de estos paralelos, así como también las zonas ecuatoriales, donde se concentran las tensiones de compresión y tracción al cambiar el achatamiento polar, poseen la sismicidad más alta.

Las fracturas de dirección longitudinal y las cercanas a esta orientación, según Stovas, deben surgir mayormente en la zona ecuatorial y en la zona de altas latitudes de ambos hemisferios siendo vinculadas con el estiramiento latitudinal de la capa cortical al redistribuirse las áreas entre las latitudes altas y bajas en el elipsoide que se deforma de modo conjugado. A la compresión latitudinal de la zona ecuatorial de la corteza debe corresponder la tracción latitudinal de las altas latitudes y viceversa. De aquí se deduce que las fallas de la zona ecuatorial, por ejemplo, las Grandes fallas del Africa Oriental, deben surgir y renovarse en las épocas de aumento de la velocidad rotatoria y extinguir al aproximarse a los paralelos 35. Por el contrario, las fracturas de altas latitudes se deben asociar con la disminución de la velocidad de rotación; también deben extinguirse cerca de los paralelos 35, donde reinan las fracturas latitudinales.

Una de las consecuencias de importancia de la rotación de la Tierra es el aumento de la velocidad rotatoria en la zona ecuatorial del substrato subcortical plástico a semejanza de lo que se observa en el Sol, Júpiter y Saturno. La aceleración ecuatorial (que sirve de manifestación de las fuerzas de Coriolis) debe causar el desplazamiento relativo de los bloques de la zona ecuatorial de la corteza continental hacia el este, según señalaron M. V. Stovas, Arn. Heim y E. Kraus. Stovas opina que en base a este fenómeno también se puede explicar cierto movimiento giratorio de los bloques continentales, admitido, por ejemplo, por Lee Sy-quan en base a datos geológicos.

---

[1]) Recordemos que se denomina precesión al movimiento lento del eje de rotación de la Tierra según el cono circular con el eje perpendicular al plano de la eclíptica, como consecuencia de la acción desviadora de la atracción del Sol y de la Luna sobre la posición del plano del ecuador.

Las ideas expuestas facilitan esencialmente la comprensión de los caracteres zonales simétricos de la estructura y del relieve de la Tierra, pero quedan sin explicaciones los rasgos, de no menor importancia, de su antisimetría. Este hueco es llenado por la investigación de G. N. Katterfeld, quien explica las particularidades no zonales de la constitución de la corteza terrestre y su antisimetría por la existencia de tres ejes de la Tierra y la desigualdad de los hemisferios boreal y austral, oriental y occidental.

La procedencia de los tres ejes de la Tierra y su división por el meridiano de 105° de long. este y de 75° de long. oeste en los hemisferios oceánico y continental G. N. Katterfeld las vincula con el desarrollo del sistema Tierra—Luna, que efectivamente es un planeta doble. Además, él admite que en el principio de la existencia del Sistema Tierra—Luna el período de rotación axial de la Tierra y el período orbital de la Luna coincidieron. En estas condiciones la acción gravitacional de la Luna debió producir una gran deformación de marea en el cuerpo de la Tierra comunicando a su figura una forma de elipsoide de tres ejes extendida por la línea que unió los centros de la Tierra y de la Luna. Con la formación del núcleo de la Tierra, que produjo la disminución de nuestro planeta, su rotación axial se aceleró, lo que trajo consigo la desigualdad de los períodos de rotación axial de la Tierra y orbital de la Luna en torno a la Tierra, así como también el alejamiento de la Luna con respecto a la Tierra. Merced a la tendencia del elipsoide terráqueo, asimétrico y de tres ejes, a la transición a una configuración más estable, esferoidal, se opera la disminución secular del apretamiento ecuatorial y de la simetría este—oeste de la Tierra. La consecuencia de este proceso fue el surgimiento del océano Pacífico y de Africa a lo largo del eje mayor del ecuador y la formación de la faja meridional de los continentes de Brasil, Australia, de ambas Américas (la faja del eje menor del ecuador) y de la Antártida. Las fronteras críticas entre la faja meridional de elevaciones continentales y los segmentos de hundimientos pasan a la distancia de 35° desde el meridiano del eje menor del ecuador. Con estos círculos meridianos críticos, análogos por completo a los paralelos críticos, están relacionadas, según Katterfeld, las fajas circulares de montañas y fracturas profundas del océano Pacífico y de Africa. La superposición, sobre la faja meridional de continentes, de la franja ecuatorial de hundimientos, originada al disminuir el achatamiento polar de la Tierra, condicionó la aparición en parejas de los continentes nórdicos y australes.

De esta forma, el análisis de distribución de las fuerzas deformadoras, que surgen al disminuir el apretamiento polar o ecuatorial del elipsoide terráqueo, evidencia la concentración de éstas a lo largo de ciertos círculos planetarios: los paralelos y meridianos críticos y extremales. En dirección de unos de estos paralelos y meridianos con la disminución secular del apretamiento predominan los hundimientos, en dirección de otros, las elevaciones. Los hundimientos, aumentando la presión, frenan la diferenciación profunda y el crecimiento de la corteza continental; las elevaciones, por el contrario, favorecen este proceso. Por eso los círculos extremos suelen ser *talasogénicos*, si a lo largo de éstos predominan los hundimientos y se desarrollan los mares y océanos, o *epirogénicos*, si a lo largo de ellos reinan las elevaciones. La disposición de estos círculos activos es mostrada en la fig. 203. La intersección de ellos crea los centros críticos de deformaciones, donde la actividad de la corteza es singu-

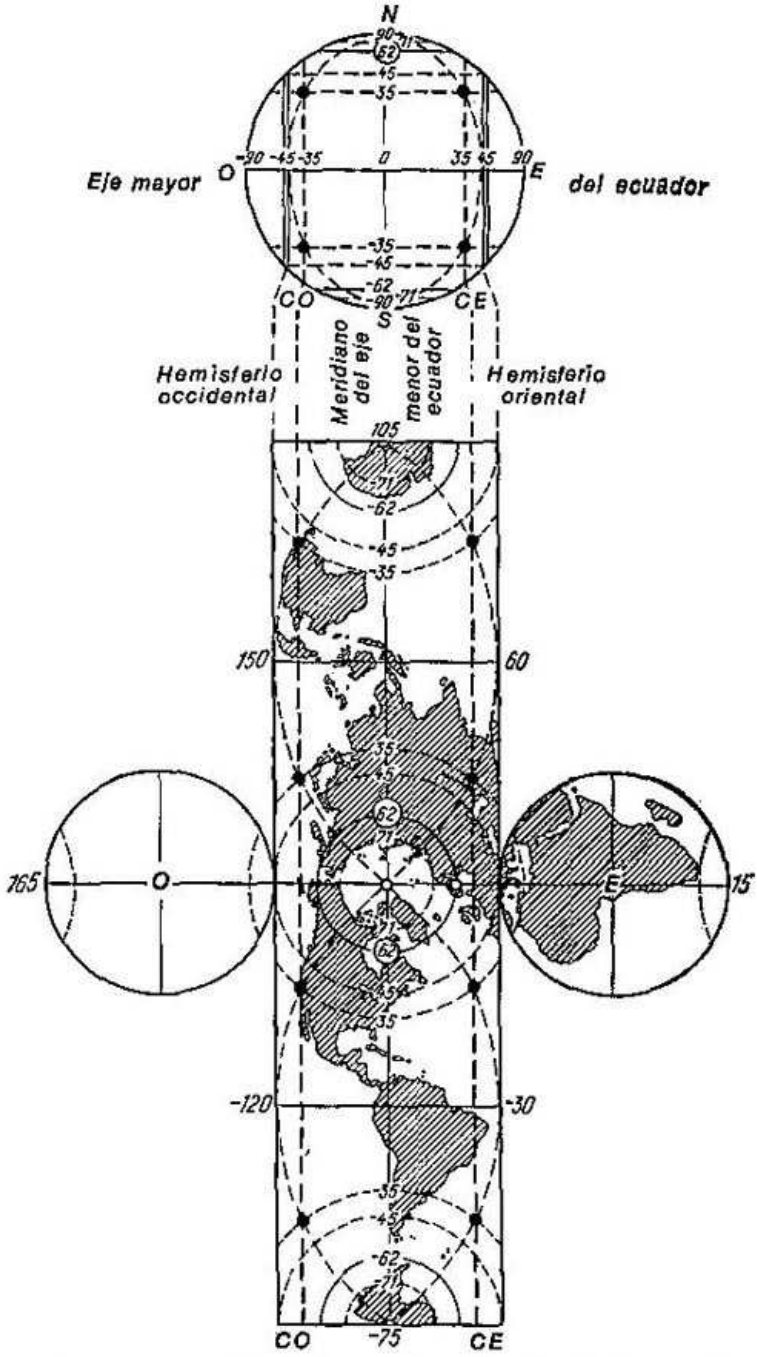


Fig. 203. Plan estructural de la Tierra. Coordinación de las grandes formas de relieve y de las eminentes estructuras litosféricas con los círculos y centros de deformación del elipsoide terráqueo (según G. N. Katterfeld)

larmente grande; así son los centros Chileno, del océano Indico, de las Azores, de California, del Japón y de Irán.

A la par con la antisimetría de los hemisferios occidental y oriental, existe, como hemos señalado, la antisimetría de los hemisferios boreal y austral, que se manifiesta en que el océano Artico y el continente Antártico son antípodas, en la desigualdad de área de los continentes nórdicos y australes, en el acuñamiento de los continentes hacia el sur y de los océanos hacia el norte. La causa de la antisimetría es desconocida por ahora, aunque la propia desigualdad de los hemisferios fue advertida ya por M. V. Lomonósov.

Con la rotación axial de la Tierra y con la desigualdad de los hemisferios boreal y austral está vinculada, según G. N. Katterfeld, otra particularidad significativa más de la faz de la Tierra. Al descender algún bloque cortical, en virtud de la rotación axial surge una fuerza tangencial complementaria, que lo desplaza hacia el este y, al ascender, hacia el oeste; esto se deriva de la ley de conservación del momento de la cantidad de rotación. En el movimiento giratorio general de ambos hemisferios desde el oeste hacia el este tienen lugar el atraso secular relativo de las zonas septentrionales y el adelanto de las meridionales, que crecen desde el ecuador y los polos hacia los paralelos de $\pm 62°$. Surge un desplazamiento relativo de ambos hemisferios según los paralelos 60: del septentrional hacia el oeste y del austral hacia el este. De aquí se comprenden la torcedura en S de los ejes meridionales de América y Australasia, la desviación de los ejes más grandes de Africa y del océano Pacífico desde la dirección meridional hacia la noroeste y la preponderancia de las fracturas profundas de rumbo noroeste en la mayor parte del área de la litosfera. Este último hecho se acentúa sobre todo en las obras de A. V. Peive a la par con el carácter desplazante de semejantes fracturas. G. N. Katterfeld hace notar que el «efecto de torsión» análogo también se manifiesta en Marte, en la disposición de los llamados canales, que corresponden, según su bastante verosímil opinión, a las fallas profundas.

Estas son las probables consecuencias más importantes de las variaciones del régimen rotatorio de la Tierra; se debe añadir, que en opinión de Stovas, este mismo fenómeno condiciona la periodicidad de la tectogénesis. La reestructuración de la figura de la Tierra, vinculada con el «rompimiento» de la capa cortical, requiere cierta acumulación de tensiones para superar la resistencia del material de la corteza. Según los cálculos de L. S. Leibenzón, el correspondiente atraso de rotación de la Tierra debe alcanzar a 11 minutos; partiendo de la velocidad actual del aumento de la duración del día, esto corresponde a un período de 30—40 millones de años, lo que realmente responde a los ciclos tectónicos de segundo orden.

La objeción principal que se adelanta de ordinario contra la hipótesis rotativa, radica en la poca magnitud de las fuerzas empleadas para interpretar los procesos de tectogénesis. Pero los geólogos saben bien que la totalización de las tensiones y deformaciones

que accionan con larga duración, termina con transformaciones muy esenciales de la faz de la Tierra. Es de notar una concordancia suficiente de los paralelos y meridianos críticos obtenidos de modo deductivo con la distribución real de las fracturas profundas, los geosinclinales, las estructuras montañosas, las zonas de máxima actividad sísmica. Quedan por comprobar de modo cuantitativo los postulados referentes a la conjugación de los alzamientos con los hundimientos, de las regresiones con las transgresiones a las latitudes altas con las bajas.

La pretensión de algunos partidarios de la hipótesis rotativa, por ejemplo, de B. L. Lichkov, acerca de que las variaciones de la velocidad rotatoria del planeta son el motivo principal del desarrollo tectónico de la Tierra, se debe considerar inconsistente. Primeramente, la hipótesis rotativa no explica toda la complicada historia de las zonas activas de la corteza terrestre, sobre todo, la actividad magmática; en segundo lugar, ella (en la interpretación de B. L. Lichkov) desestima los procesos a profundidad, que se operan, sin duda, en la región subcortical y se manifiestan del modo más patente en las actividades sísmica y volcánica. Pero se puede estar de acuerdo en sumo grado con aquellos partidarios de dicha hipótesis (entre ellos se encuentran M. V. Stovas, G. N. Katterfeld y E. Kraus) quienes consideran que al factor de cambio del régimen rotatorio de la Tierra, al igual que a otros factores, le pertenece gran papel en la vida tectónica de la Tierra y en la formación de su relieve y estructura planetaria.

En conclusión de la revista de las hipótesis clásicas debemos todavía señalar que entre las hipótesis en cuestión ocuparon un puesto de importancia las consideraciones acerca del papel del mecanismo isostático en los movimientos de la corteza. A este aspecto de la isostasia prestó atención por primera vez el geólogo norteamericano Ch. Dutton (1892); él mostró que el acarreo del material desde los tramos en ascenso de la superficie terrestre puede intensificar su alzamiento, mientras que la acumulación de los sedimentos en las cuencas puede producir el hundimiento de su fondo. Anteriormente J. Hall enunció la suposición de que la causa de alabeo de los geosinclinales es la presión ejercida sobre el fondo por los sedimentos precipitados. I. D. Lukashévich y A. P. Pávlov y más tarde algunos otros investigadores, utilizaron el mecanismo de nivelación isostática para sostener la hipótesis de la contracción, admitiendo en tal caso que después del plegamiento el ascenso de las montañas se debe precisamente a este mecanismo: el pesado substrato se esfuerza por expulsar hacia arriba las raíces plegadas de las montañas, que penetraron en sus entrañas a demasiada profundidad.

En relación con el hecho de que algunos científicos, en particular, el geofísico norteamericano W. Bowie, trataron de conceder a la isostasia una importancia exagerada de propulsor independiente de los procesos tectónicos, algunos científicos soviéticos (A. D. Arjánguelski, V. V. Beloúsov, V. V. Fedinski) intervinieron criticando la teoría de la isostasia. A la par con las justas indicaciones acerca de la revisión del factor isostático, fueron puestas en duda la misma existencia del equilibrio isostático de segmentos aislados de la corteza terrestre y la posibilidad de su elevación o hundimiento para restablecer este equilibrio. Entretanto las obras del último decenio confirmaron que la mayor parte de la corteza, excepto las regiones que son ahora activas tectónicamente, se hallan en equilibrio isostático. Al mismo tiempo, se esclareció que la com-

pensación isostática no se opera al nivel del piso de la corteza, sino que al nivel de la astenosfera. Todo esto permitió evaluar objetivamente el significado que la isostasia tiene en la vida de la litosfera.

§ 2. Hipótesis tectónicas contemporáneas

La división de las hipótesis tectónicas en clásicas y contemporáneas, citada en el presente capítulo, es en alto grado convencional, por cuanto no hay prácticamente ninguna hipótesis clásica que perdiera totalmente su valor y en una u otra forma no se desarrollara en el tiempo actual. Por eso en el párrafo dado se va a tratar en lo fundamental de las variantes contemporáneas de las hipótesis clásicas. En tal caso el criterio de la «contemporaneidad» debe ser la coherencia de la hipótesis con los nuevos datos fundamentalmente obtenidos por la geología, la geofísica y la geoquímica en los últimos 20—25 años. Estos datos son: 1) el establecimiento de diversidades radicales de composición y textura de las partes subcontinentales y suboceánicas de la corteza y del manto superior; 2) el descubrimiento del sistema mundial de los dorsales medianos oceánicos; 3) la comprobación de la existencia de la astenosfera; 4) la precisión de la composición del manto superior; 5) el desciframiento, mediante los métodos radiométricos, de la historia precámbrica de la corteza terrestre; 6) el descubrimiento por el método paleomagnético de la traslación relativa de los continentes; 7) la obtención por parte de la sismología de información acerca de la dirección de desplazamiento de las rocas y, por consiguiente, sobre la orientación de las tensiones en los focos sísmicos; 8) el registro de una red planetaria de fracturas profundas regularmente orientada con respecto al eje de rotación de la Tierra y desarrollada hereditariamente a lo largo de una gran parte de su historia; 9) la revelación de grandes fallas laterales y la confirmación de la existencia de los charriages con desnivel de unas centenas de kilómetros; 10) la obtención de datos relativos referentes a otros cuerpos del sistema Solar: la Luna, Marte, Venus, Mercurio. Toda esta nueva información determinó la necesidad de un nuevo enfoque para resolver los problemas de la tectogénesis; como veremos más adelante, este enfoque todavía no está realizado por completo por ninguna de las hipótesis existentes. Un rasgo privativo y regular de las nuevas hipótesis fue la promoción al primer puesto del problema de la explicación del mecanismo de la nueva formación de las fosas oceánicas. La mayoría de los geólogos no prestaban gran atención a los océanos (excepto Wegener y sus partidarios), considerándolos bien como partes sumergidas de los continentes, bien como relictos del océano primario. Pero cuando se evidenció que la corteza oceánica difiere fundamentalmente de la continental y que los océanos, por lo menos los actuales, son muy jóvenes, la situación cambió radicalmente. Los océanos centraron la atención, en algunas hipótesis incluso en detrimento de la solución de tales problemas tectogenéticos clásicos como el del desarrollo de

los geosinclinales y el de la formación de los sistemas montañosos. De este modo prosiguió la evolución de los principales objetivos de las hipótesis tectónicas: habiendo comenzado con la aclaración del origen de las estructuras montañosas (la hipótesis del alzamiento), y continuado luego con el análisis de la génesis de los sistemas plegados (la hipótesis de la contracción), dirigiéndose más tarde a los geosinclinales y a los orógenos epigeosinclinales, las hipótesis tectónicas ahora centran su atención en los océanos, que son los elementos estructurales más grandes de la litosfera.

Hipotesis de la diferenciación a profundidad, variante de V. V. Beloúsov. La base del desarrollo del globo terráqueo, según V. V. Beloúsov (1976) es la diferenciación de la sustancia en la frontera entre el nucleo y el manto (esta opinión que fuera enunciada por primera vez por E. W. Artiushkov en la URSS y R. W. van Bemmelen en el extranjero, ahora también la comparten muchos otros investigadores). Los componentes pesados se unen al núcleo aumentándolo, los ligeros suben acumulándose en la parte superior del manto a nivel de la astenosfera. El ingreso del material caliente hace disminuir la viscosidad de la astenosfera, coadyuva a la fundición del magma basáltico y agudiza la inversión de densidades entre la estenosfera y la litosfera. Esto conduce al diapirismo astenosférico con la formación de las salientes basálticas y los «astenolitos», separados de la astenosfera. Si la litosfera es suficientemente permeable, el magma basáltico penetra en ella, ante todo a lo largo de las fallas profundas y parcialmente es arrojado a la superficie, arrastrando consigo el magma ultrabásico (el mecanismo de este proceso permanece poco claro, V. J.). La solidificación del magma básico y ultrabásico finaliza con la «basificación» y el aumento del peso de la litosfera, así como también con la formación de los pandeos eugeosinclinales. En lo sucesivo el enfriamiento se propaga a la propia astenosfera, lo que termina con la cristalización de una parte del basalto fundido y con la segregación de soluciones calientes, que penetran en la corteza y producen en la misma la granitización y el metamorfismo regional (lo que tampoco está muy claro, V. J.). Estos procesos eliminan la elevada penetrabilidad general de la corteza y de la litosfera, como consecuencia los diapiros y astenolitos no se pueden insertar en la litosfera y sólo provocan su alzamiento local, lo que sirve de causa para la inversión de los eugeosinclinales. Simultáneamente en la propia corteza, por la acción del metamorfismo regional de los sedimentos y de la granitización, se desarrolla el «diapirismo profundo» (véase el cap. XI) y el plegamiento. En su obra referente al origen del plegamiento (1970) V. V. Beloúsov dibuja este proceso del modo siguiente:

«El comienzo del metamorfismo va acompañado de la segregación de agua y gases de los minerales y de la acumulación temporal de ellos en los poros de la roca, ya que estos fluidos no tienen tiempo para salir a la superficie. En la misma capa también se opera el proceso de la granitización. De este modo toma forma un estrato o lentejón de roca con una densidad menor que la de las rocas

de recubrimiento no afectadas por metamorfismo. En este ambiente de «inversión de densidades» la masa en metamorfismo y granitización tiende a emerger atravesando las rocas de recubrimiento. Se desarrolla un proceso de diapirismo profundo. Su pleno desarrollo concluye con el ascenso del macizo «activo», compuesto por las rocas más o menos metamórficas arrugadas en pliegues, así como también por granitos, migmatitas y granitos gnéisicos.

En el proceso de su ascenso el macizo «activo» aparta las rocas suprayacentes y a cierta distancia arruga en pliegues sus capas. Además, bajo la acción apretadora de las rocas encajantes dentro del diapiro profundo los pliegues se alargan en la dirección vertical y se aplanan en la horizontal. Cerca de la superficie la dirección en que fluye el material del macizo puede cambiar por la horizontal, formándose en tal caso los recubrimientos tectónicos profundos del tipo pennino...

El proceso de alzamiento tectónico no se limita a un diapiro profundo. Sobre los taludes del lentejón creciente del material de metamorfismo profundo se alza en forma abovedada una franja más ancha, denominada «elevación central». El propio diapiro profundo ocupa no más que su parte axial. Se conoce que las cuestas de la elevación central suelen ser perturbadas por fallas abruptas y tener constitución escalonada... Estas cuestas son campo de manifestación de las deformaciones gravitacionales en la superficie. Estas últimas se manifiestan como «resbalamientos» cuesta abajo de las partes superiores de los escalones tectónicos, accionadas por la fuerza de gravedad, creando en las cuestas focos locales de presión horizontal y de arrugamiento de las capas, asimismo como resbalamiento o escurrimiento de los mantos tectónicos gravitacionales del tipo helvético».

En las mismas condiciones de reducida permeabilidad de la litosfera y de la astenosfera calentada en alto grado (evidentemente, a cuenta de la gran cantidad del material caliente suministrado por el manto inferior) toma su principio el estadio de orogénesis. «Los diapiros surgidos en la superficie de la astenosfera encuentran la litosfera quebrada por fracturas profundas en bloques largos, ya antes recristalizada y por lo tanto exenta de penetrabilidad dispersa, y la expulsan hacia arriba, mientras que en el espacio entre los diapiros los bloques de la litosfera se hunden». En tal caso las elevaciones predominan sobre el hundimiento.

Los rifts continentales se forman, según V. V. Beloúsov, en el caso en que la litosfera es de solidez e impenetrabilidad singularmente altas. Entonces, en vez de diapiros astenosféricos aislados surge una elevación extensa del techo de la astenosfera «excitada», es decir, muy recalentada; por encima de este lugar la litosfera se estira y se agrieta. Merced a la gran presión de los gases, a poca profundidad en vez de los basaltos toleíticos se funden los basaltos alcalinos.

El establecimiento del régimen platafórmico V. V. Beloúsov lo relaciona con el estado quieto, es decir, débilmente calentado, de la astenosfera. «Los impulsos de calentamiento de la astenosfera... se manifiestan aquí sólo en forma de los alzamientos y hundimientos alternados de la plataforma en su conjunto».

En cuanto a la formación de los océanos, V. V. Beloúsov ve su causa directa en la «basificación» de la litosfera continental sin desplazamiento hacia los lados (el cual, sin embargo, se admite para los rifts continentales, V. J.). Esta basificación se explica por el vulcanismo basáltico de singular intensidad, que finalizó, en parti-

cular, con el engendramiento de los océanos contemporáneos a fines del paleozoico—principios del mesozoico. La basificación de este género provoca, según V. V. Beloúsov, la homogeneización de la sustancia del manto, proceso inverso a la diferenciación.

La evolución general de la estructura de la corteza terrestre es interpretada por V. V. Beloúsov del modo siguiente:

«El paso del estadio permóvil (propio del arcaico, V. J.) al inestable estadio protogeosinclinal (del proterozoico inicial, V. J.) significa que la excitación de la astenosfera (estado debido al ascenso de la sustancia calentada desde el manto inferior, V. J.) inicialmente fue distribuída de modo casi igual en toda el área de los continentes, después prevaleció el proceso de la localización espacial, primeramente inestable, luego estable. Con la localización progresiva de los procesos de excitación de la astenosfera, está vinculada la reducción de las áreas ocupadas por los regímenes activos, tanto geosinclinales como orogénicos, y el aumento de las áreas de los regímenes sosegados, o sea platafórmicos».

Estos son los principales postulados de la concepción tectónica de V. V. Beloúsov. Merece una evaluación positiva su principio fundamental, que enuncia la diferenciación profunda de la sustancia del manto como base de la tectogénesis; pero éste algo se debilita con la afirmación discutible sobre la sustitución de la diferenciación en la etapa novísima de desarrollo de la Tierra por la homogeneización al formarse los océanos.

Las insuficiencias esenciales de la concepción de V. V. Beloúsov, que determinan su unilateralidad, son las siguientes: 1) la negación de la existencia de grandes deslizamientos horizontales de los bloques litosféricos por desestimar los desplazamientos planetarios, los charriages de origen no gravitacional, las aperturas en las zonas de rifts, tanto oceánicas como continentales, así como también los datos de estudio del paleomagnetismo, las anomalías magnéticas lineales y las investigaciones sismológicas; 2) la desatención del papel primordial de las zonas sismofocales de Wadati—Zavaritski—Benioff en el desarrollo de los geosinclinales y la interpretación incorrecta del estadio inicial, o sea, «ofiolítico», de desarrollo de los geosinclinales; 3) el menosprecio de las leyes regulares objetivas que rigen la orientación de los principales elementos estructurales de la litosfera, en particular, de la red de fracturas profundas, que indican la condicionalidad rotativa de éstos.

Como hemos señalado en al capítulo X, tampoco es satisfactoria la interpretación de la génesis de los sistemas plegados epigeosinclinales. V. V. Beloúsov confirma su esquema teórico alegando al experimento efectuado por N. B. Lébedeva, pero las deformaciones obtenidas como resultado de este experimento distan mucho del cuadro regular y ordenado de constitución de los sistemas plegados, que surgen, evidentemente, en el ambiente de compresión tangencial de las regiones. Además, en el experimento de Lébedeva el plegamiento se origina debido a la gran diferencia de altura entre los

bloques, propia de las estructuras montañosas, mientras que el propio Beloúsov reconoce que el principal plegamiento se concluye *antes* de la orogénesis.

También es sumamente controvertible aquella parte de la concepción que se refiere al origen de los océanos. Suscita dudas la afirmación del surgimiento de los océanos a fines del paleozoico. El hundimiento de la corteza continental en la oceánica, su asimilación por ésta última y la homogeneización del manto como consecuencia de dichos procesos, en el tamaño admitido por V. V. Beloúsov, son poco verosímiles desde los puntos de vista tanto geofísico (en contradicción con la tendencia a la isostasia) como geoquímico (al carácter primitivo de los basaltos oceánicos, las correlaciones isotópicas). La estimación de los dorsales oceánicos medianos como relictos de la corteza continental, sometidos actualmente a la basificación, no es confirmada por las investigaciones geológicas ni por las geofísicas.

La hipótesis de la diferenciación profunda, en la variante de R. W. van Bemmelen. A principios de los años sesenta el autor de la hipótesis de la undación introdujo en su concepción varios nuevos elementos que la convirtieron de puramente fijista en algo movilista o, según la expresión preferida del propio autor, «relativista», que sintetiza, como él opina, el fijismo y movilismo. La exposición más completa de la hipótesis renovada de esta forma la encontramos en los artículos de 1964—1966 en la revista «Tectonophysics».

En estos trabajos van Bemmelen destaca tres tipos principales de undaciones de la corteza terrestre y del manto. El tipo de mayor importancia y más profundo es el de las *megaundaciones*, de unos miles de kilómetros de ancho, que se engendran en el manto inferior, a profundidades desde los 1000 km hasta la frontera con el núcleo, donde se opera el proceso de diferenciación profunda, que lleva a la descompactación y a la expansión del material. Testimonio de la existencia de este proceso son, según Bemmelen, las anomalías de gravitación regionales remanentes, evidenciadas por medio de los satélites artificiales y vinculadas a las heterogeneidades de densidad del manto inferior. La pérdida de compactación y la dilatación del material del manto inferior con la formación de los flujos ascendentes del material causa la elevación del manto superior y de la corteza terrestre y se termina con la ruptura y el deslizamiento de la corteza y del manto superior hacia los lados y con la desnudez de la parte inferior del manto superior, formándose la nueva corteza oceánica basáltica. Así debió ocurrir la desintegración de Gondwana y Laurasia con la nueva formación de los océanos Atlántico a Indico (fig. 204). La formación de las megaundaciones positivas va acompañada y compensada por el hundimiento de las zonas geosinclinales vecinas.

El tiposiguiente por su valor de las undaciones son las *geoundaciones*, engendradas por las megaundaciones y debidas de forma directa al ascenso del material del manto superior. Entre las geounda-

ciones figuran, en particular, las elevaciones centrales de los geosinclinales («centros del diastrofismo»), así como también las gigantescas estructuras anulares y los dorsales medianos de los océanos. La formación del geosinclinal Tetis, Bemmelen la explica por el traslado del Africa hacia el norte y por la resistencia hecha por la plataforma Europea Oriental; merced a esto la corteza de estos lugares fue sometida a deformaciones plásticas, al cizallamiento y aprie-

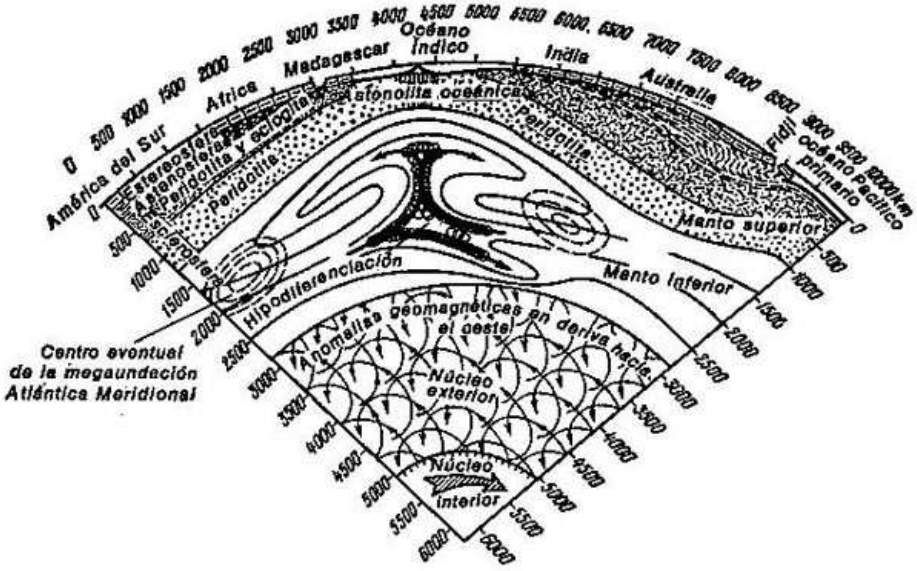


Fig. 204. Constitución de la megaundación del océano Indico (según R. W. van Bemmelen y V. V. Beloúsov)

to, lo que condujo a las transiciones básicas con el aumento de la densidad de la astenosfera y como consecuencia de esto al hundimiento con la precipitación de los sedimentos (fig. 205, corte geológico superior). Después (estado IIa) el material del manto se calienta a profundidades, con la fundición, ascenso y erosión subcortical del basalto, que fluye hacia los lados y luego hacia abajo, donde este material se enfría y de nuevo experimenta transformaciones fásicas con el aumento de la densidad. Por encima de los tramos de ascenso del basalto, se forman los centros orogénicos, acompañados de pandeos de flysch en las zonas de descenso del material subcortical. La convección subcortical de gravitación provoca la removilización del fundamento y el resbalamiento gravitacional de los sedimentos geosinclinales desde su basamento con la formación de los recubrimientos de los tipos alpino oriental y pennino (el estadio II*b*).

El llenado del pandeo de flysch por los recubrimientos tectónicos lleva al desequilibrio isostático, mientras que la recuperación del equilibrio produce el alzamiento orogénico del flysch y el descenso conjugado de las combas marginales,-que se llenan de molasas

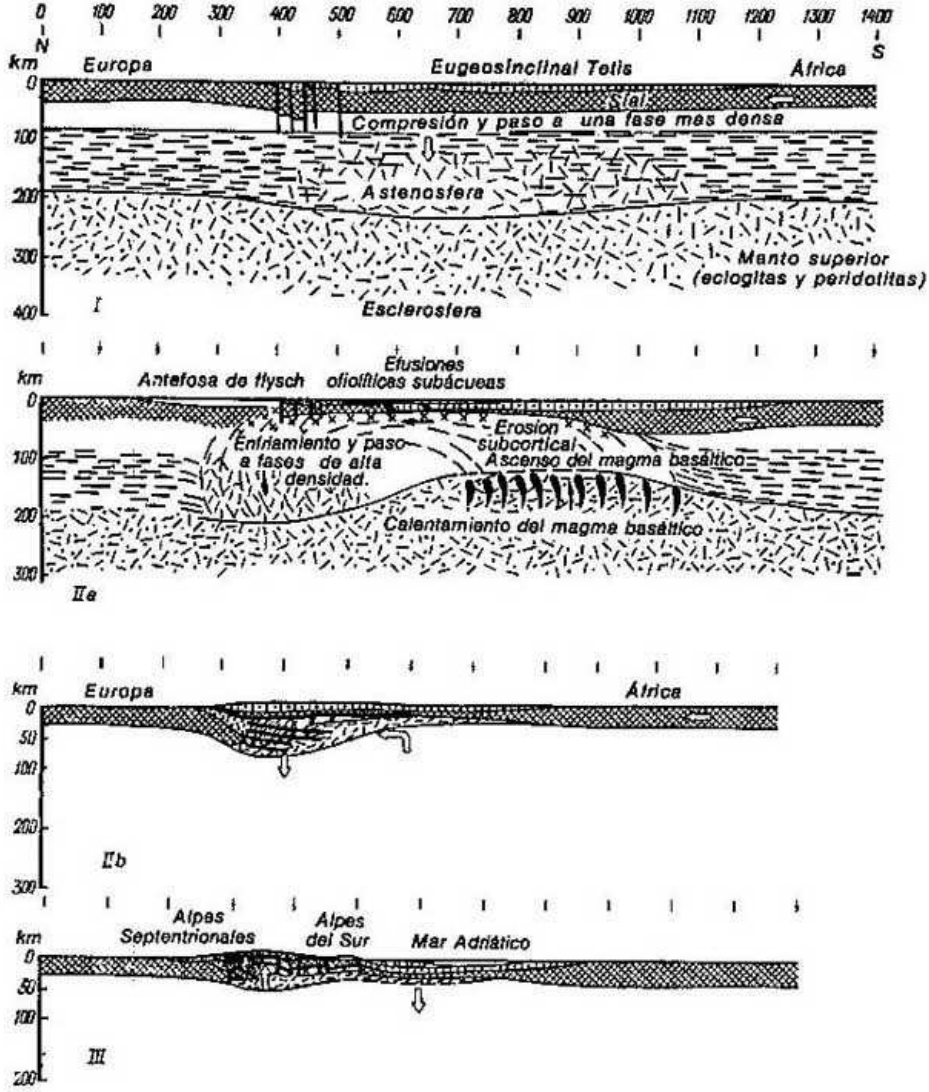


Fig. 205. Estadios de evolución de la faja geosinclinal de Tetis (según R. W. van Bemmelen)

I—estadio geosinclinal; IIa—comienzo de la fase de flysch; formación del centro orogénico (con ascenso del magma basáltico) y de la combadura frontal (con descenso de las fases de alta densidad); IIb—final de la fase de flysch; la combadura frontal de flysch se cierra recubierta por el mesodermo y el diapirismo lateral por el batidermo; III—final de la fase de molasa; inversión del relieve (ascenso de la combadura frontal de flysch, descenso del centro orogénico)

(el estadio III). Según Bemmelen, este es el tercer tipo de undaciones, las *mesoundaciones*. En la retaguardia de la estructura montañosa, en los «centros orogénicos» iniciales de magma basáltico se enfría y cristaliza, aumentando la densidad y hundiendo estas zonas,

es decir, el relieve se somete a la inversión. En tal caso los «centros orogénicos» experimentan la «oceanización del tipo mediterráneo», que se distingue de las descriptas para las megaundaciones (la «oceanización del tipo atlántico») por ser causada por la erosión subcortical, o sea, por atravesar la corteza fundiéndola, y no por el resbalamiento gravitacional. La formación de los pliegues y corrimientos es interpretada por van Bemmelen, al igual que antes, como fenómeno gravitacional.

Undaciones aún más menudas se patentizan en la formación de los domos gnéisicos y batolitos; las undaciones locales, de las intrusiones volcánicas y de los domos salinos.

En el desarrollo general de la Tierra Bemmelen destaca tres fases (estadios). La *primera fase*, desde 5—4,5 hasta 4 mil millones de años antes de nuestra Era, se caracteriza por la formación de la corteza siálica primaria a cuenta de la precipitación sobre la superficie terrestre del material meteórico del anillo satélite, que rodeaba la Tierra a principios de su historia (partiendo de la hipótesis del astrónomo holandés G. P. Berlage). De esta manera, la capa granítica de la corteza tiene, según Bemmelen, un origen no terrestre y no es producto de diferenciación del manto y de la propia corteza. La hidrosfera Bemmelen la deriva de los cristales de hielo que había en el anillo satélite. El núcleo interior de la Tierra es formado, según Bemmelen, en el estadio inicial de acrecencia y está constituído de grandes cuerpos de variada densidad, conservando la distribución asimétrica de las densidades hasta el tiempo presente. En concordancia, él reacciona de otro modo ante las fuerzas de marea que la parte restante de la Tierra y gira alrededor del eje con la velocidad originaria. Esta diferencia de la velocidad rotatoria origina la aparición de una zona transitoria, en la cual la energía de rotación se transforma en calor mediante el rozamiento interno turbulento. Según opina Bemmelen, esto pudiera ser la fuente más importante de la energía para toda la historia geológica de la Tierra.

La *segunda fase* de desarrollo de la Tierra, destacada por Bemmelen, abarca el período de 4 a 0,5 mil millones de años atrás; desde su mismo principio se operaban procesos de erosión y sedimentación, de metamorfismo y palingénesis con la formación de los granitos, el plegamiento de los depósitos y del diapirismo del magma granítico. Pero la modificación y el «rehacimiento» tocaron sólo la capa exterior de la corteza, del material más ácido obtenido por la Tierra del anillo satélite en la primera fase. Los geosinclinales se asentaron excepcionalmente en la corteza siálica. Poco a poco se extendieron las plataformas (Bemmelen las denomina escudos) y se redujeron los geosinclinales. A fines del precámbrico surgieron los supercontinentes de Laurasia y Gondwana, que probablemente, constituían la única «Pangeo», extensa e inundada, con esto, por los mares epicontinentales.

La *tercera fase* se distingue por manifestar los procesos de oceanización con la formación de una corteza del tipo oceánico, precedida

por el magmatismo ofiolítico y de trapps. Dentro de los límites de las zonas de oceanización del tipo mediterráneo, a las cuales el autor también refiere la parte sudoeste del océano Pacífico, la corteza siálica es asimilada por el manto superior (compárese con la «homogeneización» de V. V. Beloúsov). La oceánización de este tipo crea gran libertad de traslación para los bloques continentales, que se desplazan en dirección del océano Pacífico, dando origen en la retaguardia a los océanos del tipo atlántico.

Está claro que la concepción que acabamos de exponer, tiene dos ventajas indiscutibles e importantes. La primera radica en la difusión de la diferenciación profunda en el manto inferior, y en la deducción acerca del enlace entre la formación de los océanos y los procesos que se operan a este nivel más profundo de desarrollo de la materia de la Tierra, el cual alcanza la frontera del núcleo. La segunda reside en el intento de tomar en consideración los datos, en particular paleomagnéticos, que testimonian grandes desplazamientos horizontales de los bloques de la litosfera continental, e insertar estos movimientos en el marco de la hipótesis de la diferenciación profunda. Además, se estima correcto el enfoque («de piso»[1]) aplicado al análisis de las deformaciones y movimientos tectónicos, dividiéndolos en movimientos y deformaciones de diferentes órdenes, vinculados con los procesos a variados niveles del manto (un método análogo lo encontramos en las obras de V. V. Beloúsov).

En lo restante la concepción de R. W. van Bemmelen encuentra serias objeciones. Despierta grandes dudas la idea del origen extraterrestre de la corteza siálica. Es incomprensible, en particular, por qué el anillo satélite meteórico debió tener precisamente una composición siálica, al tiempo que el otro anillo, que, según Berlague, dio origen a la Luna, tuvo composición idéntica a la del manto de la Tierra. No es claro para qué hubo que destacar dos tipos de oceanización: uno mecánico (atlántico), el segundo, físico-químico (mediterráneo); esto ya fue señalado por V. V. Beloúsov. Más bien en la oceanización siempre participan ambos tipos de procesos con la preponderancia eventual del uno en unos casos y del otro, en otros. Muy artificial aparece el supuesto mecanismo de desarrollo de los geosinclinales y cabe mucha duda sobre su efectividad. Al igual que V. V. Beloúsov, Bemmelen desatiende al papel de las zonas de Wadati—Zavaritski—Benioff y a la asimetría de los geosinclinales. La explicación del plegamiento y recubrimiento sólo por el resbalamiento gravitacional de las masas sedimentarias tampoco es satisfactoria (véase el cap. XI), incluso con la participación de la removilización del fundamento. Finalmente, lo mismo que V. V. Beloúsov, el autor de la hipótesis en cuestión desestima por

[1]) Estos pisos, siguiendo a E. Vegmann, se denominan pisos estructurales, o sea, en alemán, filones entrecruzados. Pero estos dos vocablos se entienden de modo diferente de como es usual en la literatura rusa (acerca de los pisos estructurales, véase el cap. XII). A los pisos en dicho sentido es mejor denominarlos «pisos de deformaciones tectónicas».

entero la orientación regular de los principales elementos estructurales de la litosfera con respecto al eje de rotación.

Otras variantes de la hipótesis de la diferenciación profunda. Entre estas variantes figura, en particular, la «teoría nuclear» del científico de Tashkent V. I. Popov, la cual prevé la formación sucesiva de las envolturas de la Tierra y el crecimiento de la corteza continental a expensas de la oceánica. Si en cuanto a las envolturas terrestres con las deducciones del autor podemos estar de acuerdo en general, entonces la idea del sobrecrecimiento de la corteza continental se justifica en lo fundamental sólo para los estadios iniciales de evolución de la litosfera.

Fueron de gran interés las ideas enunciadas por E. V. Artiushkov (1968—1970) y desarrolladas en el aspecto geológico por Yu. M. Sheinmann (1970). E. V. Artiushkov supone que a consecuencia del calentamiento gradual la sustancia originaria de la Tierra a nivel de la parte inferior del manto inferior se reparte en el material silícico, más ligero y emergente, y en el pesado, que confluye hacia abajo y da origen al núcleo. Semejante opinión sobre la diferenciación a nivel de la parte inferior del manto ya fue enunciada, como hemos visto más arriba, por Bemmelen; además, el geólogo de Bakú G. P. Tamrazián enunció el supuesto acerca de la formación continuada del núcleo. Actualmente a esta última opinión se adhiere un número cada vez más grande de investigadores (O. G. Sorojtin y otros).

El diferenciado ligero sube desde la parte inferior del manto posiblemente a lo largo de los canales empinados en el proceso de convección gravitacional y llega hasta el piso de la astenosfera, a cuyo nivel es alcanzado el equilibrio entre la columna en ascenso y la sustancia circundante. La astenosfera, que tiene baja viscosidad, amortigua el ascenso del material diferenciado del manto inferior y su sustancia, apretada entre la cima de la columna y la litosfera, difluye en alto grado hacia los lados, así que la superficie de la astenosfera, es decir, el pie de la litosfera forma un abultamiento ancho y de declive suave. El ascenso de la materia diferenciada de la parte inferior del manto es, por lo visto, periódico.

Yu. M. Sheinmann esbozó dos épocas principales en la historia de la Tierra. La primera época finaliza hace cerca de 2,5—2,8 mil millones de años. Durante la misma el desarrollo de la litosfera estaba determinado por los procesos que transcurrían en el manto superior. Aquí, a la profundidad de 100—200 km (?) surgió la zona de fundición, que se profundizó paulatinamente hasta los 400 km. Al fundirse esta zona (astenosfera) fue formándose la corteza basáltica rica en elementos radiactivos; el calentamiento subsiguiente de esta corteza y la acción de los componentes volátiles causaron su granitización universal, es decir, el devenir de la corteza continental primaria. Según opina Sheinmann, en aquella época no existía la división de las regiones en tranquilas y activas; además, la tectónica no era lineal.

La llegada de la segunda época (estadio) está vinculada a que la

evacuación de los elementos radiactivos, componentes volátiles y fundición basáltica de la astenosfera rebajó el papel de ésta última en la vida tectónica de la litosfera. También data de este tiempo el surgimiento del núcleo líquido y el comienzo del ascenso de los diferenciados ligeros del manto inferior (según E. V. Artiushkov). Según afirma Sheinmann, sin explicar las causas, esta sustancia ascendía por los canales más bien longitudinales que columnares. El descenso de los primeros geosinclinales es explicado por Yu. M. Sheinmann en base al hecho de que «la emergencia de la sustancia profunda por los canales... facilita el hundimiento del residuo pesado de fundición del basalto». El calentamiento de las zonas superiores por encima del canal finaliza con el surgimiento de las primeras regiones plegadas. El proceso geosinclinal cesa o se interrumpe para algún tiempo al suspender el aporte desde abajo del material diferenciado del manto inferior. Los geosinclinales iniciales se originaron en la corteza siálica y fueron intercontinentales, en tanto que los tardíos pudieron ser marginales y oceánicos, ya que para aquel entonces se inició el proceso de eliminación de la corteza siálica, cuya esencia como Yu. M. Sheimann lo reconoce es «inexplicable del todo hasta el presente». Es posible que la aparición de los océanos y dorsales sea un indicio de la llegada de una nueva época, la tercera, en el desarrollo de la Tierra.

Las ideas de E. V. Artiushkov y Yu. M. Sheinmann son sin duda un paso adelante en la elaboración de la hipótesis de la diferenciación. Sin embargo, en la exposición de Yu. M. Sheimann, ella queda unilateral, lo mismo que enunciada por V. V. Beloúsov, sin atender a los movimientos horizontales ni al plan regular de estructura de la Tierra. No es difícil ver en nuestro relato conciso que el proceso geosinclinal, la formación de las estructuras plegadas y la nueva formación de los océanos en esta variante de la hipótesis tampoco encontraron explicación satisfactoria. En lo que refiere a E. V. Artiushkov, últimamente fue por él propuesta una concepción general de la tectogénesis de tendencia movilista; se va a tratar de ella al final del capítulo.

La hipótesis de la Tierra en expansión. El establecimiento de la juventud de los océanos, por lo menos actuales, y de las diferencias radicales de la constitución de los mismos con respecto a la textura de profundidad de los continentes, las dificultades vinculadas a esto en la explicación del cambio de la corteza continental por la oceánica, así como también los datos de paleomagnetismo, de nuevo despertaron el interés por la hipótesis de la Tierra en expansión. De acuerdo con la misma la formación de los océanos es una consecuencia natural del aumento de volumen de la Tierra y del agrietamiento y tracción de la litosfera; no hay necesidad de ninguna oceanización (basificación) de la corteza continental. El agua que llenaba las cuencas oceánicas de nueva formación refluyó hacia aquí desde los continentes, secando los mares epicontinentales, difundidos vastamente en el paleozoico.

Según los novísimos cálculos del autor de la hipótesis, O. H. Hilgenberg, el diámetro de la Tierra en el carbonífero, cuando ésta estaba totalmente cubierta por una corteza continental continua, era el 69% del contemporáneo, es decir, durante 345 millones de años la superficie de la Tierra debió aumentar más que dos veces.

En los últimos decenios la hipótesis de la Tierra en expansión fue apoyada por el geofísico húngaro L. Egyed, el geólogo australiano W. S. Carey, el geólogo-oceanólogo norteamericano B. C. Heewen, y en la URSS por I. V. Kirílov y V. B. Neiman. En el último tiempo ella ha conquistado, tanto en la URSS como en otros países, varios nuevos partidarios: M. V. Murátov, G. B. Odintsov, Yu. V. Chudinov y otros. Esto se puede explicar, de un lado, por la evidencia cada vez mayor de la formación de los océanos debida a la apertura de la corteza continental y, por otra parte, por la poca verosimilitud de la suposición acerca del proceso de absorción de la corteza oceánica apto para compensar esta apertura (véase más abajo). No obstante, dicha hipótesis provoca graves objeciones, incluyendo sus fundamentos más principales. Ante todo, no es aclarada la causa de la supuesta expansión de la Tierra. Un pequeño ensanchamiento es posible como consecuencia de un calentamiento gradual de la Tierra, supuesto, por ejemplo, en el modelo de la historia térmica de nuestro planeta elaborado por E. A. Liubímova. Pero este aumento de volumen no puede tener la magnitud prevista por dicha hipótesis. P. Dirac y P. Jordan promovieron en calidad de posible causa de la expansión de la Tierra la disminución de la constante gravitacional en el tiempo. Esta suposición queda por completo sin ser comprobada; además, no está claro por qué la rotura de la corteza continental se inició sólo a fines del paleozoico, en tanto que ésta tomó su forma en lo esencial ya en el proterozoico medio. Además, el aumento de volumen de la Tierra en las dimensiones supuestas debió decelerar bruscamente la rotación y cambiar la figura de la Tierra, mientras que el cambio de la constante gravitacional debió redundar mucho sobre las condiciones de existencia de los organismos vivos. Entretanto, las crónicas geológicas todavía no acusaron vestigios de semejantes alternaciones bruscas.

Son de hacer notar tres objeciones propiamente geológicas. Primeramente, cualquier tentativa de componer a partir de los continentes y las islas actuales una envoltura siálica continua, lleva a muy grandes traslaciones y un giro complicado de los bloques continentales en la región del océano Pacífico y al trastorno completo en la sucesión de los eslabones de la faja activa circular del océano Pacífico. En segundo lugar, el volumen de la envoltura acuática actual de la Tierra poco difiere del existente a principios del fanerozoico, esto quiere decir, que al eliminar los océanos contemporáneos, hay que hallar sitio para ubicar inmensas cantidades de agua. Este papel pudieron desempeñarlo sólo los océanos antiguos, pero ¿de qué modo desaparecieron durante la expansión general de la Tierra? En tercer lugar, la hipótesis no explica de modo satisfactorio la

formación de las estructuras de recubrimiento plegado y de plegamiento epigeosinclinal, que tuvo lugar, según los datos geológicos y sismológicos, en un ambiente de apretamiento regional, además, las épocas de compresión predominante resultan ser de sincronismo insuficiente en la escala de toda la Tierra. A esto debemos añadir que la hipótesis incluso no trata de explicar muchas otras particularidades de importancia en el desarrollo tectónico de la Tierra: la formación de grandes estructuras platafórmicas, la activación tectónica de las plataformas con la formación de fajas orogénicas epiplatafórmas, el enlace entre los procesos de tectogénesis y magmatismo, etc.

Finalmente, la idea de la expansión de la Tierra tampoco es confirmada, a despecho de la opinión de algunos sus partidarios, por los datos del paleomagnetismo. Según los novísimos cálculos, hechos por S. J. van Andel y J. A. Hospers, a partir del período pérmico el radio de la Tierra o no aumentó en absoluto o en unos pocos por ciento. Más aún, las investigaciones de la presión montañosa mostraron que las rocas de la capa granítica de la corteza sufren actualmente una compresión tangencial, lo que evidencia la disminución del radio de la Tierra. La aceleración de rotación de la Tierra, registrada en la época contemporánea, ya hace mucho tiempo fue interpretada como testimonio de la compresión de la Tierra. Por consiguiente, los datos de registro directo testimonian más bien una contracción o pulsación, pero de ningún modo la expansión de la Tierra.

Neomovilismo ("nueva tectónica global", "tectónica de las placas"). Como hemos advertido más arriba, el período desde mediados de los años treinta hasta mediados de los cincuenta de nuestro siglo se caracterizó por el olvido casi completo de las hipótesis de movilismo. Pero en los años cincuenta fue emprendido el estudio del magnetismo remanente de las rocas y de modo sumamente imprevisto fueron obtenidos resultados acusatorios no sólo del traslado de los polos con respecto a su posición contemporánea, sino que de la relativa traslación de los bloques continentales. Más aún, esta dislocación en grandes rasgos tuvo precisamente el aspecto supuesto por Wegener. De esta manera, el paleomagnetismo dio el primer impulso al renacimiento de la hipótesis de Wegener. Mientras tanto, al expirar los años cincuenta fue establecida la existencia del sistema planetario de los dorsales oceánicos medios con sus notables zonas de rifts; en 1961—1962 H. H. Hess y R. S. Dietz intervinieron con la *hipótesis acerca de la expansión del fondo oceánico*, presentando ésta como un proceso que se inicia con los dorsales y es accionado por los flujos de convección del manto, y por lo tanto repitiendo en lo esencial la idea enunciada mucho antes por A. Holmes. El descubrimiento de las anomalías magnéticas lineales intensivas, simétricas estrictamente con respecto a los rifts axiales de los dorsales, primeramente en el océano Pacífico y después en el Atlántico, y la comparación de éstas con la escala de inversiones del campo magnético

(la hipótesis de Vine—Matthews, véase el cap. IX) aportó a la hipótesis de la expansión del fondo oceánico una confirmación impresionante y dio la posibilidad de determinar la velocidad de apartamiento de los océanos y de restablecer la historia de formación de los mismos de acuerdo con dicha hipótesis. El desarrollo ulterior de la hipótesis fue favorecido por las obras de J. T. Wilson acerca

Fig. 206. Las seis placas principales litosféricas susceptibles de desplazamientos diferenciales (según E. Bullard)
1—zonas de rifts de los dorsales oceánicos medios; *2*—dirección del movimiento de las placas

de las fracturas transformantes y del aumento de la edad de los volcanes con el alejamiento del eje de los dorsales.

Decisivo para el desarrollo subsiguiente de esta hipótesis resultó el año 1968, cuando fueron publicadas cuatro obras de importancia de X. Le Pichon, W. J. Morgan, J. Heirtzler con sus coautores y de B. Isacks—J. Oliver—L. R. Sykes. En las dos primeras obras fue mostrado que la litosfera está compuesta de un número reducido (6 según Le Pichon y 8 según Morgan) de placas relativamente rígidas, estables y monolíticas separadas por zonas activas que concentran toda la actividad tectónica, sísmica y volcánica (fig. 206). Según Le Pichon, estas placas se apartan en las regiones de formación oceánica partiendo de ciertos polos, no coincidentes con los actuales, pero próximos a los determinados por el método paleomagnético para los antiguos períodos geológicos. Con todo esto, el eje de apartamiento (eje del dorsal) es de dirección paralela a los meridianos salientes del polo de rotación, a la vez que las roturas transformantes que desplazan este eje, a las latitudes, cabiéndole al ecuador la máxima velocidad de apertura y desplazamiento por las fallas transformantes (fig. 207).

Estas consideraciones de Morgan-Le Pichon recibieron el nombre de la *«tectónica de las placas»* («platetectonics») y pronto conquistaron amplia popularidad.

En la obra de Isacks, Oliver y Sykes la hipótesis de la expansión del fondo oceánico fue extendida para todo el globo terráqueo bajo el nombre de la *«nueva tectónica global»* («new global tectonics»). Aportando los datos sismológicos referentes a la dislocación de las

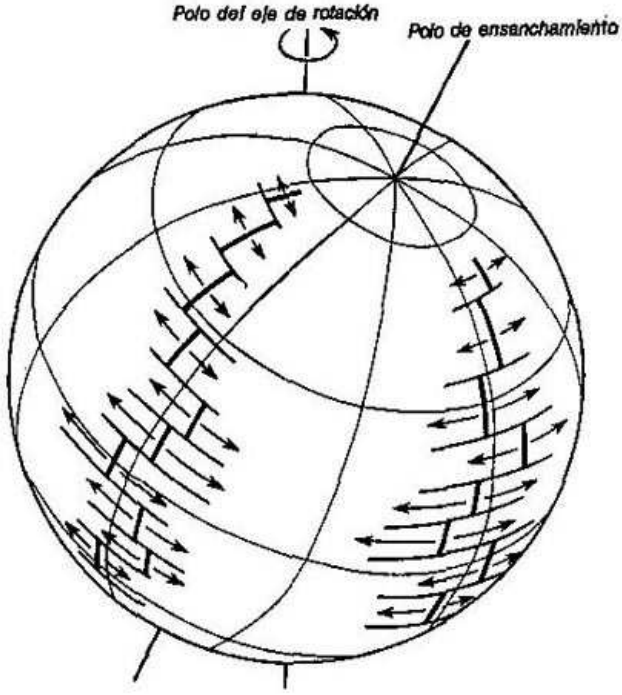


Fig. 207. Esquema de dependencia de la formación de las fracturas transformantes de los dorsales oceánicos medios con respecto a la posición de los «polos de expansión» (según J. Heirtzler). La disposición de las fallas transformantes se subordina a las latitudes y a los meridianos trazados partiendo de la posición del hipotético «polo de expansión» y no del polo del eje de rotación de la Tierra. En cada uno de los océanos las zonas de fallas son perpendiculares al aje de expansión, la velocidad de expansión (mostrada por flechas) aumenta al acercarse al ecuador

rocas en los focos sísmicos, estos autores argumentaron la idea de la compensación de la expansión del fondo oceánico por el hundimiento de la corteza oceánica bajo los continentes en las zonas de fosas abisales profundas (fig. 208).

El sondeo de la capa sedimentaria de los océanos Atlántico y Pacífico, emprendido en 1968—69 en el buque norteamericano «Glomar Challenger» brindó nueva información, la cual, según opinan la mayoría de los investigadores, confirma la hipótesis de la expansión del fondo oceánico. Fue descubierto que la edad del

basamento de la capa sedimentaria y del techo basáltico subyacente de la segunda capa disminuye de modo regular en dirección desde los bordes oceánicos hacia los ejes de los dorsales medios (fig. 209);

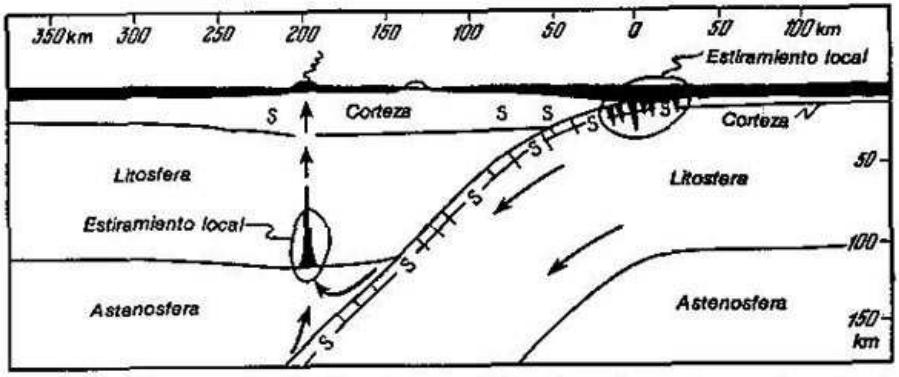


Fig. 208. Hundimiento de la litosfera oceánica bajo la continental en las fronteras entre los arcos insulares y las fosas oceánicas profundas (según B. Isacks, J. Oliver y L. R. Sykes)
S—región de actividad sísmica

además, la edad de los basaltos puestos al desnudo concuerda bien con la pronosticada en base a la comparación de las anomalías magnéticas con la escala de inversión del campo magnético. Los sedi-

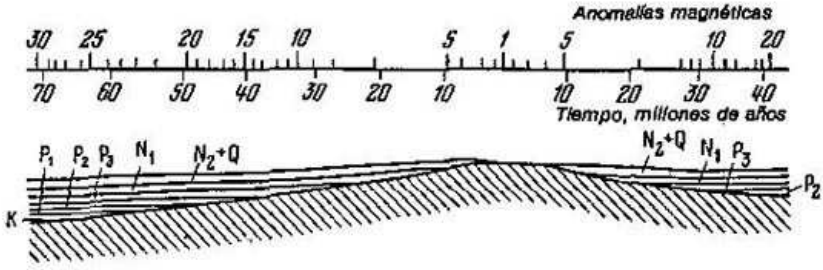


Fig. 209. Disminución de la edad del basamento de la capa sedimentaria hacia el eje del dorsal oceánico medio (según R. K. Olson)

mentos más antiguos descubiertos por sondeo en los océanos Atlántico y Pacífico, resultaron ser de edad jurásica, lo que confirmó las consideraciones de Wegener sobre la edad del océano Atlántico.

A la par con la obtención de los datos geofísicos y geológicos, fundamentalmente nuevos en cuanto a los océanos, asimismo fueron conseguidos algunos nuevos materiales de importancia referentes a los continentes; los que confirmaron la concepción de la existencia, antes del jurásico, del único supercontinente de Gondwana y de su desintegración probable en el proceso de deriva de los continentes. Así son, ante todo, los materiales referentes a la Antártida, donde fue evidenciada la sucesión, completamente idéntica a la de otros continentes gondwanianos, de los depósitos del paleozoico medio

y del mesozoico inicial con las tillitas del final del carbonífero y principios del pérmico, con la flora permiana glossoptérica, muy próxima a la indostánica (¡la distancia actual es de hasta 120° según la latitud!), y con la fauna triásica de los reptiles y anfibios terrestres. Datos de importancia fueron aportados por el estudio de las cuencas meso-cenozoicas de las costas opuestas de América del Sur y de Africa (el litoral del golfo de Guinea), que estableció una identidad casi completa de las secciones y, lo más importante, de la fauna de los crustáceos de agua dulce (los ostracodos) de los depósitos del final del jurásico y del comienzo del cretáceo. Tanto en estas cuencas, como en lo sucesivo ya dentro de los límites de ambas zonas periféricas del océano Atlántico desde la isla de Terranova hasta el Brasil en el oeste y desde las islas Británicas hasta Angola en el este, en el basamento de los depósitos marinos del mesozoico fue evidenciado el desarrollo de masas evaporíticas, las que, por lo visto, deben de haberse originado en la fase inicial de formación del océano Atlántico, la cual corresponde aproximadamente al mar Rojo actual y sobre todo, al este mar en el mioceno medio.

Hechos fundamentalmente nuevos, al igual que los datos referentes a los océanos, y de gran interés fueron adelantados por la confrontación de la estructura interior del fundamento precámbrico de las plataformas antiguas, sobre todo en la región crítica para el movilismo de América del Sur y Africa Ecuatorial. Resultó que las zonas de plegamiento y metamorfismo de diversa edad, destacadas según los datos radiométricos en Brasil y en el litoral del golfo de Guinea, acusan una coincidencia suficiente de los contornos de la América del Sur y de Africa. El análisis de las correlaciones entre los rumbos de las masas del precámbrico inicial y los contornos de los continentes actuales llevaron a algunos investigadores a la conclusión de que en el precámbrico antiguo los continentes, tanto boreales como australes, estaban unidos. En particular, las estructuras de la Escocia Noroeste y de las islas Hébridas (el macizo Erie) se correlacionan de modo suficiente con las estructuras de Groenlandia Sudoriental.

Finalmente, es de hacer notar que el geofísico inglés E. Bullard con sus colaboradores comprobaron rigurosamente el argumento más antiguo de la hipótesis referente a la deriva de los continentes, que radica en la semejanza de los contornos continentales a ambos lados del Atlántico, pero no compararon los contornos según la actual línea costera, sino que a partir del talud continental (la isóbata de 500 fathoms, o sea, ~1000 m). La coincidencia resultó casi perfecta (fig. 210). Una confrontación análoga fue realizada para el borde meridional de Australia y en el borde septentrional de la Antártida Oriental, (J. Connoly y otros), lo que también dio resultados satisfactorios. Es verdad que para los continentes que rodean el océano Indico varios investigadores proponen diversas variantes de su «empaquetamiento anterior a la deriva», en todos estos casos se consigue una coincidencia bastante aceptable.

De esta manera, como ya hemos notado más arriba, todos los argumentos geológicos clásicos, citados por Wegener, Taylor y otros a favor de la teoría de la deriva de los continentes, han cobrado su confirmación y desarrollo ulterior; además, aparecieron unos nuevos (la confrontación de las estructuras precámbricas, las evaporitas

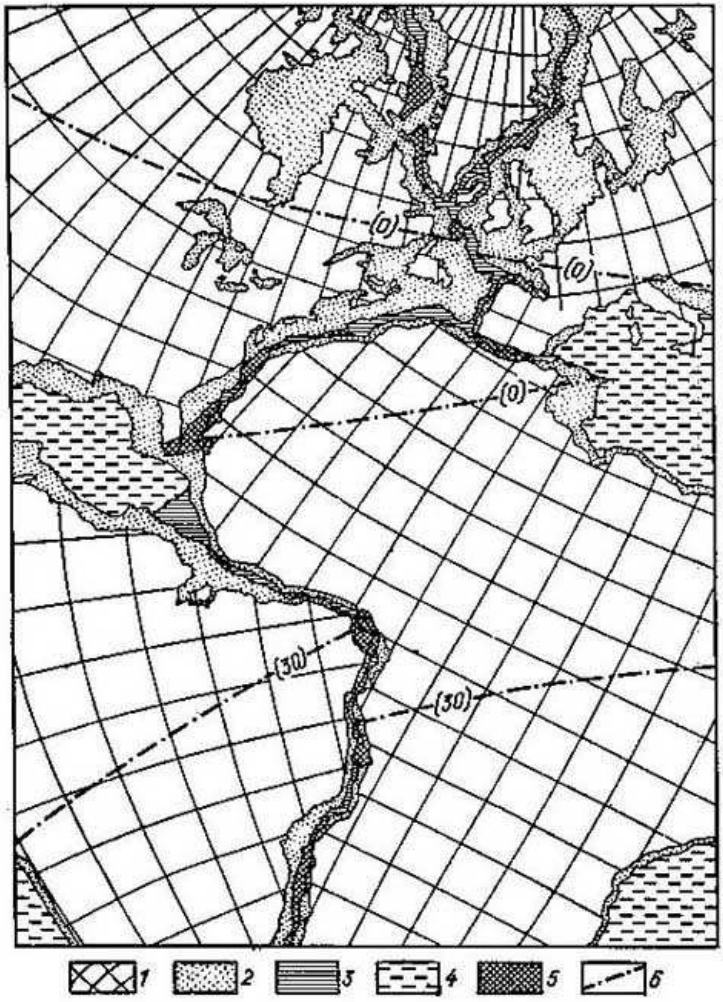


Fig. 210. Concordancia de los contornos de los continentes separados actualmente por el océano Atlántico (según E. Bullard)

1—continentes (es trazada la red de las coordenadas geográficas contemporáneas); *2*—shelf; *3*—intervalos donde los bordes de los shelfs continentales no coinciden; *4*—mares Caribe y Mediterráneo, océano Indico; *5*—recubrimientos; *6*—latitudes paleomagnéticas del período pérmico (de la obra de P. N. Kropotkin)

mesozoicas del Atlántico, etc.). Todo esto y, sobre todo, los resultados de las investigaciones paleomagnéticas, así como los nuevos datos geólogo-geofísicos en cuanto a la constitución e historia de

los océanos, ante todo, de los dorsales, condicionaron la amplia y rápida difusión de las ideas neomovilistas; al mismo tiempo la simplicidad y elegancia de las principales ideas de la «nueva tectónica global», que ofrecen una explicación simultánea tanto a la formación de los océanos como a la de los sistemas montañosos plegados, ganaron gran número de partidarios para la hipótesis en cuestión. Un valor de no poca importancia tuvo el hecho de que, a partir de esta hipótesis, pudieran ser predichos algunos eventos (la edad de las rocas procedentes de las zonas de anomalías magnéticas bandeadas), que más tarde fueron confirmados por los resultados del sondeo oceánico.

A partir de 1969—70 se emprenden los esfuerzos en interpretar, en base a la hipótesis que examinamos, el desarrollo de los geosinclinales (J. Dewey, J. M. Bird, A. G. Mitchell, G. G. Reading, W. R. Dickinson y otros). En tal caso se parte de la comparación hecha entre las secciones de las zonas eugeosinclinales de los geosinclinales fósiles, en particular, de las fajas ofiolíticas, propias de éstas, y las secciones de la corteza oceánica, sobre todo, de los dorsales oceánicos medios, denudados en sus zonas de rifts. En la literatura soviética semejantes consideraciones las adelantaron A. V. Peive y sus colaboradores; por lo menos hay que reconocerlas como suficientemente convincentes. Por otra parte, los cortes de los pandeos pericratónicos y de los miogeosinclinales muestran una concordancia afín con los cortes del pie, talud y shelf continentales, lo que fue señalado, en particular, por R. S. Deitz y J. S. Holden. Hace mucho tiempo también se advirtió la semejanza de los arcos insulares actuales con los geoanticlinales antiguos. Todas estas comparaciones llevan a la conclusión de que los sistemas geosinclinales del pasado geológico se desarrollaban en las condiciones próximas o análogas a las existentes en los océanos contemporáneos o, por lo menos, en sus partes marginales, y en las cuencas del tipo mediterráneo. En tal caso el proceso geosinclinal llega a la madurez, cuando los geosinclinales se convierten en estructuras montañosas plegadas, sólo en las zonas de hundimiento de la corteza oceánica bajo la continental, o sea, en las zonas de «absorción» (en inglés, «subduction» y en alemán, «Verschlukung») de la corteza (fig. 211).

La elaboración de la concepción de la «nueva tectónica global» es, sin duda, un logro remarcable de los últimos decenios en el desarrollo de la geotectónica. Sin embargo sería imprudente y precoz considerar que esta concepción ya ha creado una base segura para comprender los procesos de desarrollo tectónico de la Tierra en toda su diversidad y complejidad real. Ante todo, es de notar que ella, por lo menos en su forma inicial, no abarcó el desarrollo de las plataformas y los fenómenos de orogénesis epiplatafórmica (las placas se consideran como relativamente rígidas e inertes), no explicó la peridicidad de la tectogénesis, no tomó en consideración la existencia de la red planetaria de fracturas profundas, general para los continentes y océanos, no relaciona la evolución de la tectonosfera

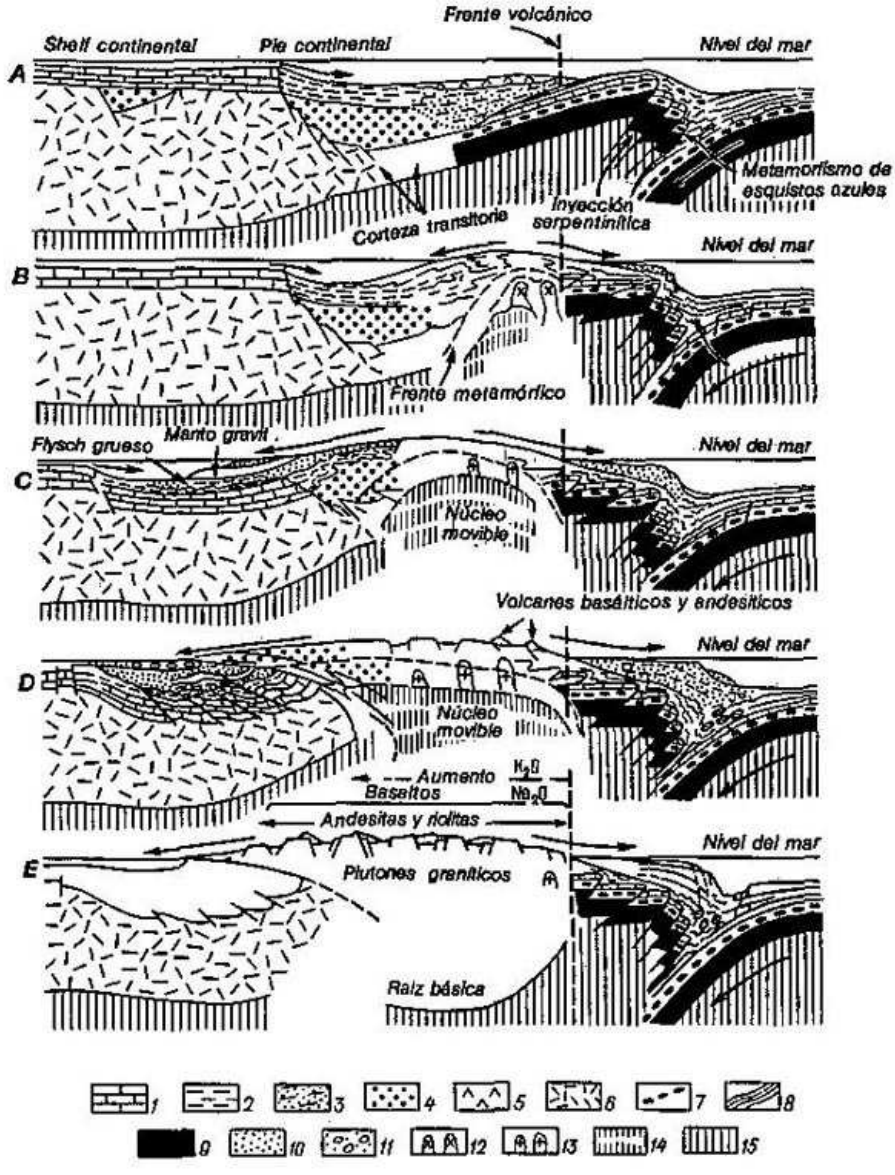


Fig. 211. Sucesión esquemática de las secciones que ilustra el modelo de evolución de la faja montañosa del tipo cordillera, que se desarrolla al desplazarse la placa oceánica bajo el continente (según J. F. Dewey y M. J. Bird)

A—E—estadios de desarrollo; *1*—calizas; *2*—pelitas; *3*—turbiditas; *4*—vulcanitas y clastolitas groseras; *5*—vulcanitas; *6*—corteza continental consolidada; *7*—lavas esferoidales; *8*—argilitas y sílices; *9*—corteza oceánica; *10*—flysch; *11*—molasa; *12*—gabro, dioritas y granodioritas; *13*—granitos; *14*—núcleo movedizo; *15*—manto

con la evolución de la Tierra en su conjunto. Por supuesto, estos reproches no socavan los cimientos de la hipótesis, sino que sólo se refieren a sus insuficiencias, que ya en parte están superadas (por ejemplo, en cuanto a la orogénesis epiplatafórmica en las obras de P. Molnar y P. Tappone, en cuanto a la periodicidad en las obras de O. G. Sorojtin), en lo restante puede ser elaborada en el futuro.

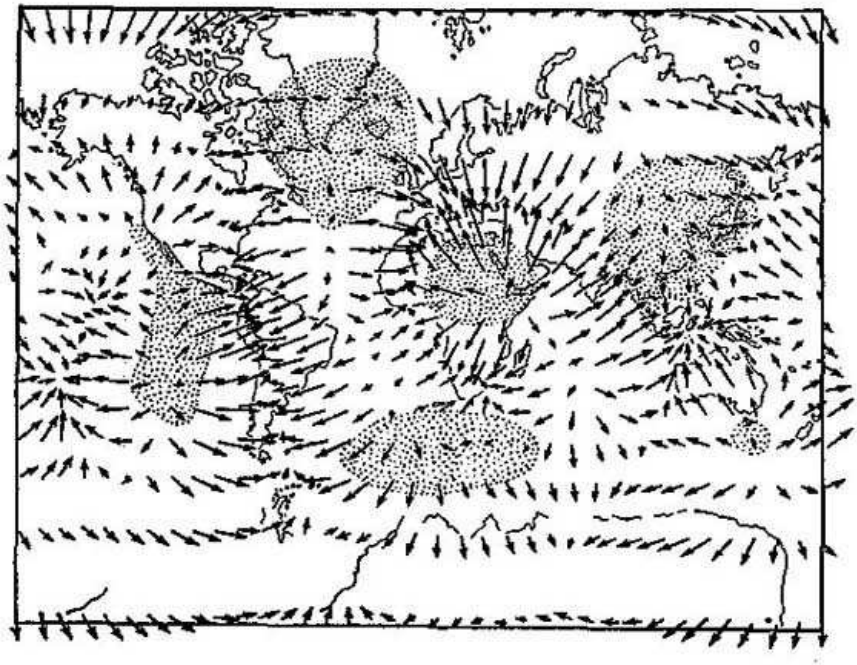


Fig. 212. Confrontación de las regiones de alto flujo calórico (de más de 2 cal/cm²s) (punteadas), trazadas mediante el análisis armónico esférico de sexto grado con las regiones de flujos del mismo grado determinadas por el análisis armónico esférico de las regiones tectónicas activas (según Koode, 1967)

Una circunstancia más grave es la que el mecanismo de convección térmica, propuesto para explicar la expansión del fondo oceánico y, sobre todo, el hundimiento de la corteza oceánica en las fosas abismales bajo la corteza continental, resulta poco realizable en las condiciones reales del manto[1]), que es estratificado y de alta viscosidad en su parte inferior. Provoca gran duda la posibilidad de traslado de las placas litosféricas por las ramas horizontales de los cursos de convección a distancias de muchos miles de kilómetros, como se admite, por ejemplo, para la región entre la cordillera Oriental del océano Pacífico y el sistema de las fosas profundas de la periferia occidental del mismo océano, tanto más que el gra-

[1]) En la novísima obra de R. A. Dicke (1970) se aducen las consideraciones a favor de una viscosidad mucho menor que se toma usualmente para el manto, admitiéndose de tal modo la posibilidad de la convección térmica.

diente térmico a esta distancia no puede tener una magnitud notable. Algunos investigadores (R. W. van Bemmelen, A. L. Halles y otros) suponen que las placas se mueven hacia los lados desde los dorsales bajo la acción de la fuerza de gravedad y no por efecto de la convección. No obstante, la gran mayoría de los geofísicos considera que este mecanismo es poco eficaz y en el mejor de los casos asigna a la gravitación un papel auxiliar.

Entre tanto debemos notar que el cuadro de distribución del flujo térmico, observado realmente en la superficie de la Tierra, corresponde al que debiera tenerse en condiciones de convección calorífica. Como reflejo de la convección también aparece, según S. C. Rancorn la forma de geoide, precisada por las observaciones efectuadas desde los satélites artificiales. Es más probable que en el manto no se desarrolle una sola convección gravitacional o térmica, sino una combinación de éstas, por ejemplo, en forma de la convección termogravitacional, supuesta por V. P. Miasnikov, S. A. Ushakov y V. V. Fedinski (1971). En todo caso las dificultades vinculadas con las búsquedas de un mecanismo adecuado de las traslaciones horizontales de los bloques litosféricos, tampoco son insuperables y no pueden servir de un motivo serio para negar la verosimilitud de estos traslados.

Tal vez la objeción geológica más seria contra el movilismo es el hecho, comprobado por la geología estructural e histórica, de la estabilidad prolongada y de la heredad del plan estructural de la litosfera, evidenciado, en particular, por la existencia de la red planetaria de las fracturas profundas en forma de los lineamentos, comunes para los océanos y continentes.

En calidad de ejemplo, se puede citar la zona subecuatorial de fallas que se extiende en la parte oriental del océano Pacífico por las islas de los Galápagos, atraviesa la América del Sur a lo largo del eje de la depresión del Amazonas (cortando previamente los Andes según la frontera entre los segmentos central y septentrional de esta faja montañosa plegada), coincide en el océano Atlántico con la brusca flexión del dorsal Mediano Atlántico, se apoya en el vértice del golfo de Guinea, atraviesa posiblemente el Africa en dirección del golfo de Adén, el mar Arábigo rumbo a la desembocadura del golfo de Cambei y coincide en Indostán con el lineamento del río Narmada y de la delimitación austral del macizo de Shilong. La antigüedad de este lineamento es atestiguada por el asiento de la depresión del Amazonas en el período precámbrico tardío, por las diferencias esenciales existentes entre los Andes Septentrionales y Centrales, por lo menos desde los principios del mesozoico, por la edad paleozoica tardía del lineamento del Narmada. También es común para la corteza oceánica y continental el lineamento submeridional, que se patentiza en el océano Indico por las cordilleras de Chagos, de las Maldivas y Lackedivas, atraviesa el Indostán y la sintaxis Dzhelamski, pasa a lo largo del eje de la acumulación del Pamir, aparece tras una pausa en el Kazajstán Central al norte del lago Baljash y luego sin interrumpirse prosigue mediante el rift Koltogorsko-Urengoiski en el fundamento de la megasineclisa Siberiana Occidental hasta el mismo océano Glacial Artico.

La existencia y la estabilidad prolongada de la posición de semejantes lineamentos imponen ciertas limitaciones en la posibilidad

de traslado de los bloques litosféricos, que pudo ocurrir sólo a lo largo de estas fracturas. Entretanto no se debe considerar ilimitada la estabilidad de los lineamentos: la misma zona ecuatorial de fracturas en la dirección oriental, en el Indostán se desvía del ecuador en 25° hacia el norte. Llama la atención el hecho de que los traslados horizontales (del tipo transformante) a lo largo de las fracturas se registran con preponderancia, o incluso excepcionalmente, en los océanos, mientras que en los continentes se observan mayormente sólo dislocaciones verticales. Además, en los continentes, sobre todo en el fundamento de las plataformas antiguas, prevalece el sistema diagonal de fracturas, a veces con una componente de desplazamiento notable, mientras que en los océanos, el sistema ortogonal, como lo señaló P. Fourmarier.

Es necesario asimismo tener en cuenta la unidad de desarrollo de las principales fajas geosinclinales del neógeno, en particular, de la faja del océano Pacífico. Además, se debe atender a que la configuración de la faja del océano Pacífico se alteró esencialmente en el tiempo. En el período de agrupación más compacta de los continentes («Pangeo») la faja debió ser concéntrica no con respecto al océano Pacífico, como actualmente, sino con respecto a esta masa continental; la parte meridional del anillo en conjunto con la faja Mediterránea debió ocupar la posición circumgondwaniana, lo que supone, por ejemplo, V. N. Sobolévskaia.

Por fin, la proyección de las fallas profundas sobre la superficie aflorante puede esencialmente, por lo menos en varias centenas de kilómetros, desplazarse en dirección horizontal a través de la línea de ruptura al regenerarse las fallas normales profundas en corrimientos profundos (zonas de Benioff) y al cambiar la inclinación de éstos últimos. En caso de un desplazamiento horizontal de las placas litosféricas con respecto a la astenosfera subyacente, las fracturas astenosféricas o inferiores a la astenosfera pueden de nuevo penetrar en la litosfera («transparencia de las fracturas»), al tiempo que las fracturas litosféricas, en la astenosfera. El desplazamiento continuo por las fallas transformantes, simultáneo con el ensanchamiento de las cuencas oceánicas, debe contribuir a la conservación de la posición de las rupturas, lo que explica la existencia de estructuras comunes para las partes contiguas de los continentes y océanos, la cual salta a la vista, por ejemplo, en el Atlántico Austral.

De esta forma, *la principal contradicción entre el fijismo y el movilismo en el plano geológico se reduce a la contradicción entre la estabilidad del plan estructural de la litosfera durante la historia geológica y los indicios de desplazamientos horizontales relativos de sus bloques aislados.* No obstante, como hemos señalado más arriba, *tampoco podemos considerar esta contradicción como insuperable.*

En un análisis crítico profundo de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico V. V. Beloúsov (1970) señaló justamente varios aspectos débiles y otras contradicciones internas de esta hipótesis. Algunas de las advertencias de V. V. Beloúsov tocan a hechos aislados que no caben en el esquema básico

aceptado por la hipótesis (los desacuerdos entre la edad de las rocas, el cambio de potencia de los sedimentos y la distancia desde el eje de la cordillera, la relación de la anchura de las anomalías magnéticas y de la escala de inversión del campo magnético, la alteración de la simetría de las anomalías magnéticas). Se marcan también dificultades en la explicación de la disposición de las anomalías bandeadas con respecto a la fosa abisal y el arco Aleutinos, de la falta de coordinación entre la constitución de Islandia y la interpretación de la estructura del tramo adyacente del dorsal Atlántico, la contradicción entre el yacimiento sedimentario poco deformado y su poca potencia en algunas fosas oceánicas profundas (por ejemplo, en la de Perú y Chile) y la idea de pertenencia de éstas a las zonas de «absorción» de la corteza oceánica, la ubicación de la corteza oceánica bajo el continente, etc. Muchas de estas dificultades son reconocidas por los propios partidarios de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico («U. S. Geodinamic project. 1971»), y ellos buscan las vías para salvar las dificultades. La estructura de Islandia y su enlace al dorsal resultan más complicados que lo que se supuso antes; en particular, según se comprobó durante la Asamblea General del consejo Mundial de geología y geofísica (Moscú, 1971), esta isla se halla separada, tanto al norte como al sur del dorsal por fracturas transformantes. Sin embargo, la posibilidad de interpretar estos datos de acuerdo con la hipótesis de la expansión del fondo oceánico, según opina la mayoría de los investigadores, no ofrece grandes dificultades.

Son de valor más general las notas de V. V. Beloúsov con motivo de la desconocida naturaleza de las anomalías magnéticas, así como también de que la aceptación del ensanchamiento simétrico de los océanos Atlántico e Indico con respecto al eje de los dorsales de estos océanos, siendo inmóvil la posición de Africa, requiere obligatoriamente el desplazamiento horizontal del eje del derrame, centrífugo con respecto a Africa y de velocidad igual a la semisuma de las velocidades de derrame del fondo a ambos lados de ésta. V. V. Beloúsov considera este desplazamiento imposible, pero de ningún modo podemos excluir la posibilidad de que las propias zonas de ascenso del material profundo calentado, patentizadas en la superficie por los ejes de los dorsales, puedan efectivamente experimentar una migración horizontal en el tiempo. La zona de rifts de la cordillera Oriental del océano Pacífico en la región del golfo de California empalma con el continente de América del Norte y de nuevo se manifiesta al norte de California como la cordillera de Juan de Fuca y, pasando por el intervalo, «transparenta» en la estructura de las Cordilleras. Los partidarios de la hipótesis de la expansión del fondo oceánico consideran que en este tramo el eje del dorsal se ubica bajo el continente, más exactamente, se halla recubierto por éste; con esta suposición también concuerda la distribución de las anomalías magnéticas lineales.

Con una crítica seria del neomovilismo, pero ya con otro material, intervino el geólogo norteamericano A. A. Meyergoff (1970—1971). Al confeccionar una serie de esquemas paleogeográficos mundiales, este investigador llegó a la conclusión de la constancia de posición de las zonas climáticas en la historia geológica, tanto con respecto a la Tierra en su conjunto como a los continentes aislados. Los casos observados de acumulación de las evaporitas a las altas latitudes se explican, según Meyergoff, por las singularidades favorables del ambiente físico-geográfico. Las deducciones de los paleomagnetólogos sobre la dislocación de los polos y continentes se ponen en duda. Sin embargo, los propios especialistas en el dominio del paleomagnetismo, en particular, A. N. Jrámov y G. N. Petrova, consideran que los datos de sus investigaciones, que se van acumulando, pueden ser interpretados razonablemente sólo en base al movilismo. Por lo tanto los materiales de paleomagnetismo siguen siendo uno de los argumentos más sólidos a favor de dicha concepción.

Las investigaciones del último decenio de los océanos (sondeo en aguas profundas, dragado, sismosondeo profundo, perfilación sísmica continua) confirmaron que el lado más fuerte del movilismo y, en particular, de su variante de la tectónica de placas, es la idea de la

expansión del fondo oceánico. Esta idea es confirmada por la brusca diferencia entre la corteza oceánica y la continental y por el cambio concordado de varios parámetros independientes en dirección desde el eje de los dorsales hacia la periferia del lecho oceánico. A esto se refieren: 1) la disminución de la magnitud del flujo térmico; 2) el aumento de potencia de la litosfera y, respectivamente, el descenso del techo astenosférico a causa del enfriamiento, 3) el aumento de las velocidades de las ondas sísmicas en la corteza, en particular, en la segunda capa, a consecuencia del llenado de los poros y grietas por los minerales secundarios; 4) el aumento de la profundidad del océano, proporcional, como mostraron J. Slayter y S. G. Sorojtin, a la raíz cuadrada de la edad de la corteza; 5) la sustitución de los depósitos pelágicos de aguas someras por los de aguas profundas y luego, al acercarse al continente, por los hemipelágicos (aporte desde la tierra firme); 6) el aumento de potencia y plenitud de la sección de la cobertura sedimentaria a expensas del surgimiento de depósitos cada vez más antiguos; 7) la disminución de la intensidad de las anomalías magnéticas lineales, debida a la oxidación de los minerales ferromagnéticos (titanomagnetita, etc.), que con las aguas circulan por las fisuras; 8) la superestructuración de la segunda capa toleíto-basáltica por las estructuras volcánicas alcalino-basálticas, como resultado del avance del magma desde grandes profundidades.

En el plano geofísico, a la par con la vaguedad del mecanismo generador del remplazo de las placas litosféricas, son insuperables las dificultades vinculadas con la explicación de la subducción, sobre todo, a la luz de los nuevos datos del sondeo en las márgenes del océano Pacífico, a orillas del Japón, de las islas Marianas y de Guatemala. Estos datos mostraron, primeramente, que el declive interior de la fosa oceánica, dirigido hacia el arco insular o el continente no está constituido de material oceánico, sino que por material arrastrado desde el arco o el continente, es decir, el material oceánico «se cuela» bajo el ala pendiente de la zona de Benioff (a propósito, esto se explica en la teoría de la subducción, elaborada hace poco tiempo por O. G. Sorojtin y L. I. Lobkovski). En segundo lugar, algunos datos muestran que en muchos casos no es activa la placa oceánica subyacente (subducción activa, según Bemmelen), sino que lo es la placa continental o del arco insular (subducción pasiva, según Bemmelen). En tercer lugar, los datos sismológicos, en particular, tratados por L. M. Balakina en cuanto al océano Pacífico, confirman el predominio de los esfuerzos, compresores y causantes del corrimiento por arriba o por abajo de las placas contrastantes, sólo hasta la profundidad de 100 m; más abajo el cuadro se confunde mucho, con la manifestación, en particular, del estiramiento en la dirección descendente del buzamiento.

Entre tanto, la necesidad de admitir la subducción, en una u otra forma, se desprende no sólo de la irrealidad de un aumento volumétrico considerable de la Tierra, sino que también de los datos directos, en particular, de la imposibilidad de explicar de otro

modc la contradicción entre la antigüedad del océano Pacífico, establecida geológicamente, y la juventud de su corteza actual, así como también la distribución asimétrica de la corteza de variada edad en el mismo océano. Finalizando el examen de las ideas movilistas contemporáneas nos referiremos a las opiniones originales de algunos científicos soviéticos.

Al tiempo que los movilistas de otros países consideran que las placas litosféricas se desplazan por la superficie de la Tierra de modo pasivo bajo la acción de la astenosfera en movimiento enérgico, A. V. Peive (1961) atribuye la actividad a las propias placas litosféricas, que se reemplazan, según su parecer, por las «fuerzas gravitacionales de inversión de la Tierra»[1]), originadas por las desigualdades de sus movimientos giratorio y orbital. A. V. Peive supone que el reemplazo de los bloques corticales y del manto superior es posible no sólo a lo largo de las fallas profundas verticales, sino también según las superficies divisorias horizontales, en particular, a lo largo de las divisorias de Conrado y Mohorovic. A lo largo de las superficies horizontales pueden transcurrir los desplazamientos diferenciales de desarrollo prolongado; son las zonas de flucción plástica, de ultrametamorfismo y de surgimiento de los focos magmáticos primarios. Estas superficies delimitan por debajo las placas de charriage de las estructuras plegadas. En una palabra, se trata de la estratificación tectónica de la litosfera.

Los bloques de la corteza y del manto superior poseen densidad diversa y son puestos en movimiento por las «fuerzas gravitacionales de inversión» con variada velocidad. Los bloques de mayor velocidad presionan a los bloques de menor velocidad, y así entre ellos surgen las zonas de apretamiento con la formación de sistemas plegados y con el engrosamiento de la corteza. Al mismo tiempo, en la retaguardia de los bloques rápidos se engendran las condiciones de tracción. Debido a la elevación de la temperatura en las zonas de gran apretamiento se forman granitoides, y debido a la disminución de la presión en las zonas de tracción se originan magmas básicos y ultrabásicos. Las efusiones masivas de basaltos en las plataformas se explican por la fundición territorial de la capa basáltica a lo largo de las superficies horizontales de cizallamiento en vinculación con las dislocaciones tangenciales.

De esta forma, según A. V. Peive, el apretamiento y la tracción son simultáneos en la litosfera. Como ejemplo se aduce el desarrollo paleozoico del caledoniano Escandinavo, de la plataforma Europea Oriental y de los Urales. Durante el período desde el caradogénico hasta el devónico inferior en el borde noroeste de la plataforma se desarrollaba una intensa compresión, a que fue vinculada la formación de la estructura plegada de las caledonitas Escandinavas. Al mismo tiempo en la «retaguardia» de la plataforma, en los Urales, se observa la tracción de la corteza con erupciones masivas de magma básico y con la formación de los pandeos «sin corteza». En el paleozoico superior el cuadro cambió: el frente de compresión eran la región Preuralense y la antefosa de los Urales a la vez que la retaguardia era la región Transurálica con sus pandeos de tracción del paleozoico superior y el mesozoico inferior.

La dirección de traslación de los bloques, según A. V. Peive es irreversible,

[1]) La cuestión de la naturaleza de estas fuerzas provocó la discusión (véase el artículo de F. I. Liustij en el № 1 y M. V. Stovas y I. S. Ushko en el № 11 de las obras de la Academia de Ciencias de la URSS, serie geol. 1962 y el artículo de P. N. Kropotkin en la revista «Geotectónica» 1970, № 2).

la velocidad se aprecia para los movimientos horizontales en unos kilómetros por 1 millón de años, partiendo de los datos referentes a los grandes desplazamientos. En el territorio de Asia prevalecen los desplazamientos derechos de dirección noroeste (Talaso-Ferganski, Sayanes Orientales, etc.). La dislocación lenta de las plataformas Rusa y Siberiana hacia el norte y hacia el oeste con respecto a los bloques circundantes causó el corrimiento de éstos últimos sobre estas plataformas y la formación prolongada de estructuras plegadas a lo largo de las fronteras respectivas. La irreversibilidad de la componente horizontal de los movimientos explica, según A. V. Peive, la constancia del plano estructural de la Tierra, en particular, de las costuras tectónicas, así como también la constitución asimétrica de la plataforma y de las estructuras plegadas.

En las obras posteriores de A. V. Peive (1970 y, en coautoría 1971) se compara la constitución de la corteza de los geosinclinales antiguos y de los océanos contemporáneos y se argumenta que los geosinclinales pasaron por el estadio oceánico en su desarrollo. Este último estadio se sustituye por el de arcos insulares ya sea a consecuencia del amontonamiento tectónico de la corteza oceánica o debido a grandes dislocaciones horizontales de las masas siálicas, que recubren los eugeosinclinales. El amontonamiento de la corteza oceánica provoca el crecimiento de la capa «basáltica», mientras que la granitización de esta última y de los sedimentos geosinclinales, la formación de la capa «granítica». Por lo tanto la corteza oceánica se transforma en continental. La posibilidad del proceso inverso a modo de basificación se niega, en cambio se admite que al mismo tiempo con la formación, en un ambiente de apretamiento en unos tramos de la corteza continental y de tracción en otros, puede ocurrir el cizallamiento de la corteza continental y la nueva formación de terrenos con la corteza oceánica.

En el sistema expuesto de opiniones, muchos postulados, tales como la posibilidad del desplazamiento horizontal relativo de capas aisladas de la litosfera, la conjugación del apretamiento y de la tracción, la semejanza de las cortezas oceánica y geosinclinal, el enlace del asiento de los geosinclinales con el estiramiento, y la formación de las construcciones de plegamiento con la compresión, encuentran su confirmación en varios hechos establecidos actualmente. Entretanto muchos de los eventos citados por los partidarios de la nueva tectónica global todavía no fueron apreciados debidamente en las obras de A. V. Peive. Quedan poco aclaradas de los bloques litosféricos, al igual que la directividad general del desarrollo de éstos últimos; los movimientos verticales primarios en esencia se desestiman y, lo que es primordial, quedan sin ser estudiadas las raíces profundas de las grandes estructuras tectónicas y del magmatismo, así como los factores profundos de desarrollo de la litosfera. Discutibles son las ideas de la identidad total de los océanos y geosinclinales en los estadios iniciales de desarrollo y de la gran pausa en el tiempo de formación de las segunda y tercera capas de la corteza oceánica. Tomando en consideración que las opiniones de A. V. Peive no pretenden ser una concepción acabada de la tectogénesis, no sería justo pretender demasiado.

La hipótesis de la tectonogénesis zonal, no hace mucho publicada (1967—1970) por S. A. Sájarov también está formulada en base al traslado horizontal relativo de los estratos de la litosfera. En ella no se le otorga un papel menos importante a la diferenciación de profundidad, al proceso de fusión zonal, el que, según el supuesto de este investigador, se concentra en determinadas fajas del manto («fajas mánticas») y cuyas causas de localización no se examinan (el autor de la hipótesis ve la causa ante todo en las heterogeneidades originarias de la Tierra, según lo expresó en un informe verbal). Sobre las fajas de fundición del manto en la tectonosfera aparecen fajas movibles, que sufren estiramiento y que consecuentemente pasan todos los estadios del desarrollo geosinclinal. El plegamiento que con esto se forma se interpreta como la consecuencia del metamorfismo bajo la acción de fluidos, de productos semejantes a la fundición zonal. Luego, la que fuese faja movible se traslada, bajo la acción de esfuerzos horizontales, a una nueva posición. Sobre la faja mántica resulta una nueva franja de corteza «dogeosinclinal». La faja mántica, habiendo agotado la reserva de energía interna, se tranquiliza por un tiempo, pero después se vuelve a activar y esto conduce a la repetición del ciclo geosinclinal. Entretanto la faja geosinclinal anterior sufre una orogénesis repetida, que antecede al estadio casiplatafórmico de desarrollo («régimen tergal», según S. A. Sájarov).

Con esta hipótesis, expresada en forma breve, se propone una explicación original del hecho de la migración de las zonas de hundimientos intensivos, plegamientos y orogénicas en forma transversal a la disposición de las fajas geosinclinales. Como demostración de que con esto tiene lugar un traslado precisamente de la litosfera y no de las profundas raíces de las fajas movibles, se citan datos de palcomagnetismo. Esta idea es sin duda interesante, pero muchos elementos de la concepción son puramente hipotéticos, en particular, no es nada clara la posible causa del traslado de la litosfera y, en especial, del confinamiento de este traslado en forma rigurosa a la finalización de los ciclos geosinclinales.

Una hipótesis tectónica original, que compatibiliza elementos de la hipótesis de la diferenciación de profundidad y de la «nueva tectónica global», fue elaborada por O. G. Sorojtin, primeramente en colaboración con L. V. Dmítriev, V. P. Miasnikov, G. B. Udíntsev y S. A. Ushakov. Esta hipótesis parte de la diversa composición química de las capas envolventes de la Tierra. Se acepta que el núcleo interno es de hierro-níquel, que el núcleo externo está compuesto de óxidos de la fase univalente del hierro Fe_2O, el manto inferior está enriquecido con enstatitas y óxidos de hierro bivalente FeO, y que en el manto superior predominan las olivinitas. Se supone que en las partes bajas del manto existe un estrato transitivo con contenido elevado de componentes livianos residuales del manto y productos de la descomposición de los silicatos ferrosos: $MgSiO_3$, SiO_2 y O_2. La menor densidad de este estrato lleva a una inestabilidad gravitacional y engendra el movimiento ascendente de su sustancia en forma de diapiros que alcanzan el nivel del estrato C en las partes inferiores del manto superior. Bajo la acción de una elevada temperatura de la sustancia penetrada se comienza a fundir lateralmente la roca del estrato C con la disminución de la viscosidad y consistencia de la roca. Los bloques del manto pesado, no afectados por este proceso, enriquecido con silicatos ferrosos, deben descender, arrastrándose en adelante a la diferenciación en la frontera con el núcleo, y los productos más livianos de la diferenciación llenan el estrato astenosférico del manto superior, que responde a los rifts.

Aquí la litosfera surge paulatinamente a cuenta de la sustancia mantica introducida. El ensanchamiento de las correspondientes placas de la litosfera se compensa con el hundimiento de las mismas bajo las placas adyacentes; las zonas de un hundimiento así corresponden a los geosinclinales.

El material que penetra en la litosfera en las zonas de rift está representado en principio por basaltos y luego por mantos residuales de peridotitas que quedan de la fundición. Las peridotitas se someten con facilidad a la serpentinización, difundiéndose en profundidad hasta la divisoria Moho. En las zonas geosinclinales donde la litosfera oceánica se hunde por debajo de la continental, tiene lugar el proceso inverso de deserpentinización con desprendimiento de agua y de ácidos silíceos. Esto permite la actividad hidrotermal con la redistribución de los álcalis, calizas y tierras arcillosas en la litosfera superpuesta, según la opinión de los autores de la hipótesis, esto puede llevar a la formación de magmas andesíticos y, más tarde, de magmas ácidos. Así se forma la corteza continental, cuyo estrato inferior se compone de basaltos de la corteza oceánica refundidos secundariamente. Estas deducciones son robustecidas con cálculos cuantitativos.

En adelante O. G. Sorojtin desarrolló sus ideas, expresando las mismas en la monografía «Evolución global de la Tierra» y en el libro «Geofísica del océano, tomo 2, Geodinámica» (1979). S. A. Ushakov, parcialmente en coautoría con Yu. I. Galushkin y otros investigadores, también publicó algunas monografías («Física de la Tierra», tomos 3 y 4, 1978—79; «El campo gravitacional y el relieve del fondo oceánico», 1979), que exponen las bases de la tectónica de las placas y que contienen algunas elaboraciones originales. En este mismo estilo han sido escritas las monografías de L. P. Zonenshain, M. I. Kuzmín, B. M. Moralev «Tectónica global, magmatismo y metalogénesis» (1976), de A. M. Gorodnitski, L. P. Zonenshain, E. G. Mirlin «Reconstrucción de la posición de los continentes en el fanerozoico» (1978), en la literatura soviética se tiene ahora una serie completa de trabajos fundamentales, que desarrollan la teoría de la tectónica de las placas litosféricas, lo que cabe evaluar como un fenómeno sumamente positivo.

Corresponde sobre todo detenerse en la monografía de E. V. Artiushkov «Geodinámica» (1979). En este libro, en general se acepta aquel cuadro cinemático de traslaciones mutuas de las placas litosféricas, que es dibujado por la tectónica de las placas, pero se propone un mecanismo esencialmente distinto de estos traslados del que habitualmente se traza en esta concepción. Así, según el pensamiento de Artiushkov los flujos en el manto, a los que él denomina convección química (a diferencia de la calórica pura), no pueden atraer tras de sí las placas de la litosfera a consecuencia de una notable caída de la viscosidad de la astenosfera. La acumulación de material mántico recalentado con una densidad anomálica baja al pie de la corteza, conduce en un principio a la formación de ele-

vaciones. Esto altera el equilibrio gravitacional y conlleva a un derrame de la corteza y del manto hacia los lados, con la aparición de tensiones horizontales considerables. A lo largo de los ejes de los dorsales oceánicos-medios bajo la acción de esto se produce la ruptura de la corteza oceánica y la penetración del manto anómalo con el traslado de las placas de la litosfera oceánica hacia los costados. La subida del apenas caliente material desde las partes bajas del manto, también es supuesto por Artiushkov en los extremos activos de los continentes. Cuando este material cae bajo la litosfera oceánica, que se mueve a los costados del dorsal medio, ésta comienza a hundirse en el mismo por ser ella más consistente, lo que permite la transformación del basalto en eclogita. Además, en la pendiente del hundimiento se forman canalones de aguas profundas, y la parte emergente del material cortical fundido crea los arcos volcánicos. El hundimiento de los «extremos lejanos» (partes distantes) de las placas oceánicas permite la ampliación de los dorsales medios.

La elevación del manto recalentado, anomálicamente liviano, desde sus partes bajas, también tiene lugar bajo los continentes, provocando la aparición de tensiones que superan considerablemente a las que actúan en la litosfera oceánica. La concentración de las tensiones de estiramiento en las zonas axiales de las elevaciones conduce a la formación de rifts, y el ensanchamiento de las mismas a la nueva formación de océanos.

Una explicación original es propuesta por E. V. Artiushkov para la formación de elevaciones y de depresiones en las plataformas, así como de las construcciones montañosas epiplatafórmicas. Las elevaciones platafórmicas (escudos) aparecen, según Artiushkov, sobre las «trampas» para el manto anómalo, con las partes de hundimiento de la litosfera, conservadas en el lugar de las construcciones montañosas epigeosinclinales. Si estas «trampas» están cerca del flujo saliente de material de las partes bajas del manto, ellas se apoderan de un gran volumen de este material en un estado de gran calentamiento, lo que lleva a la formación de elevadas construcciones montañosas. Por el contrario, si la «trampa» se encuentra mucho tiempo lejos de este flujo mántico saliente, el manto se enfría, la litosfera se engrosa, su pie baja, la corteza también sufre un hundimiento y forma una cuenca sedimentaria del tipo de sineclisa. La transformación fásica del basalto de las partes bajas de la corteza en granulita granate y en eclogita puede permitir el hundimiento complementario de la sineclisa. Si debajo de la cuenca sedimentaria penetra manto caliente y anómalo, según Artiushkov esto puede llevar a una transformación más rápida del basalto y eclogita, a la separación de ésta de la corteza y a su hundimiento en la astenosfera. La corteza sumergida también se hunde isostáticamente y aparece una profunda depresión de mar interior del tipo de la hondonada del Mar Negro. De forma análoga, en los extremos activos de los continentes pueden aparecer mares fronterizos, en los cuales, en el

futuro, se puede formar una estructura del tipo de dorsal oceánico medio.

El modelo de tectogénesis, elaborado por E. V. Artíushkov expuesto arriba en forma breve y esquemática, sin duda es muy interesante, en especial debido a la presentación de algunos nuevos, o relativamente nuevos, factores de tectogénesis: las tensiones horizontales, vinculadas con la formación de elevaciones, las transformaciones fásicas debajo de las depresiones (a lo último ya se le otorgó un gran significado en los trabajos de S. I. Subbotin y otros). Y, por supuesto, el principal lado positivo del modelo de Artiushkov es la unión de la diferenciación de profundidad y la elevación de sus productos desde la base del manto con los movimientos horizontales al nivel de la estenosfera y de la litosfera. Pero con esto, una serie de situaciones del modelo de E. V. Artiushkov se presentan no bien explicadas, en menor medida que las construcciones alternativas de los partidarios de la tectónica de placas. Esto se refiere, en especial a los procesos en los bordes continentales activos y en el interior de los continentes. Así, por lo visto, la penetración del «manto anómalo» en los extremos de los océanos, debió tener lugar después de que aquí llegara la litosfera oceánica. Además, ¿dónde está la demostración de que esta litosfera se alcanza con el manto anómalo? ¿No es más fácil admitir que a alguna distancia del dorsal la litosfera oceánica se vuelve más pesada que la astenosfera y comienza a hundirse en ésta? Se muestra como algo muy artificial el esquema de formación de las depresiones en el interior de las plataformas; le sirve de premisa la herencia de orógenos con elevaciones plataformicas, lo que, por lo menos para las plataformas antiguas, es inconsistente. Son hipotéticas las transformaciones fásicas de las interioridades de la corteza, ya sea en condiciones de elevación o de caída de la temperatura. No se tiene en cuenta que las sineclisas prácticamente siempre aparecen sobre los rifts. La formación de los mares internos y extremos está unida de un modo más lógico inmediato con la generación de rift y la elevación del manto anómalo que con el mecanismo hipotético de formación de las cuencas sedimentarias intracontinentales. No es tenida en cuenta la vinculación espacial-temporal de formación de la mayoría de los orógenos epiplataformicos con orógeno epigeosinclinal, que se muestra con especial claridad en el Asia Central. No se toca en absoluto el problema de la génesis de los plegamientos, del metamorfismo regional. Sin embargo, el intento en general de E. V. Artiushkov de crear un modelo movilista que considerase las insuficiencias de la tectónica de placas, merece ser evaluado de un modo positivo.

Terminando la revista de las hipótesis tectónicas, se puede llegar a la conclusión de que la principal causa de la diversidad de las mismas y de sus extremas contradicciones, es la indudable complejidad y diversidad de los movimientos tectónicos y de los factores que los engendran. En estas condiciones, la mayoría de los tectonistas teóricos ha centrado la atención en un aspecto determinado de la estructura y del

desarrollo de la litosfera (el plegamiento, el desarrollo de los geosinclinales, la formación de los océanos, las regularidades geométricas del plan estructural de la Tierra, etc.), o en algún tipo de movimiento tectónico (horizontales o verticales), considerándolo decisivo y, por lo común, partiendo consciente o inconscientemente de su experiencia personal. Y como hiciera notar con total exactitud G. P. Tamrasián: «todas las hipótesis propuestas hasta el momento reflejaron el proceso del conocimiento abstracto de los aspectos contradictorios del objeto, examinados sin interrelacionarlos, como algo independiente».

La unilateralidad de las hipótesis tectónicas se manifiesta ya en que en la mayoría de ellas se niega el papel en el desarrollo de la Tierra de los factores astronómicos exteriores; por otra parte, algunos sostenedores de la hipótesis rotativa, otorgándole a estos factores un significado fundamental, ignoran el papel de los procesos endógenos. Los seguidores de la hipótesis de la diferenciación a profundidad no notan que la diferenciación en la transformación fásica de la sustancia en las entrañas de la Tierra debe conducir a determinados cambios del volumen de ésta, y, en consecuencia, a modificaciones de la velocidad de su rotación, etc.

Esta posición, no obstante, no pasó desapercibida, y, por lo menos desde comienzos de los años cincuenta[1]), una serie de científicos hizo intentos de crear concepciones que tomaran en cuenta la pluricausalidad de la tectogénesis, en particular G. P. Tamrasián (contracción + rotación), E. Kraus, M. V. Stovas, G. N. Katterfeld (contracción + diferenciación + rotación), P. N. Kropotkin (contracción o pulsación + movilismo). Algunos científicos extranjeros de renombre (V. Bucher, P. Fourmarier) también se pronunciaron en apoyo de la pluricausalidad de la tectogénesis; esta posición también es desde hace mucho sostenida por el autor de este libro. El progreso de las investigaciones cósmicas y geofísicas confirmó la certeza de principio de esta corriente de investigaciones, en particular se descubrieron vinculaciones de las oscilaciones de la actividad sísmica con los cambios de la velocidad de rotación de la Tierra, con respecto a la posición de la Tierra, la Luna y el Sol, del campo magnético del sistema Solar (actividad solar), con las oscilaciones en la posición de los polos magnéticos de la Tierra. El geólogo francés L. Glangeau apuntó la vinculación de las fases de la actividad tectónica con las inversiones del campo magnético de la Tierra: el aumento del número de las fases tectónicas en el cenozoico coincide con el número ostensiblemente creciente de tales inversiones.

En la forma más detallada fueron elaboradas en los últimos tiempos las cuestiones de la influencia de los factores cósmicos en la tectogénesis, por

[1]) La incidencia de los factores cósmicos en la tectogénesis interesó antes a los autores de algunas hipótesis tectónicas: E. Harrman, F. Taylor, Arn. Game, M. A. Usov, pero sólo en forma muy general.

P. N. Kropótkin y G. P. Tamrasián. A este último (1967) le pertenece la fundamentación más completa de las ideas, ya expresadas por muchos investigadores, acerca de la vinculación del carácter cíclico de la tectogénesis, en particular de los ciclos tectónicos fundamentales de 150—200 millones de años de duración, con la rotación de la Tierra junto con todo el sistema Solar por la órbita galáctica, cuyo período es de 176 millones de años. De acuerdo a los cálculos de Tamrasián, el potencial gravitacional de la Galaxia en la unidad de masa de la Tierra

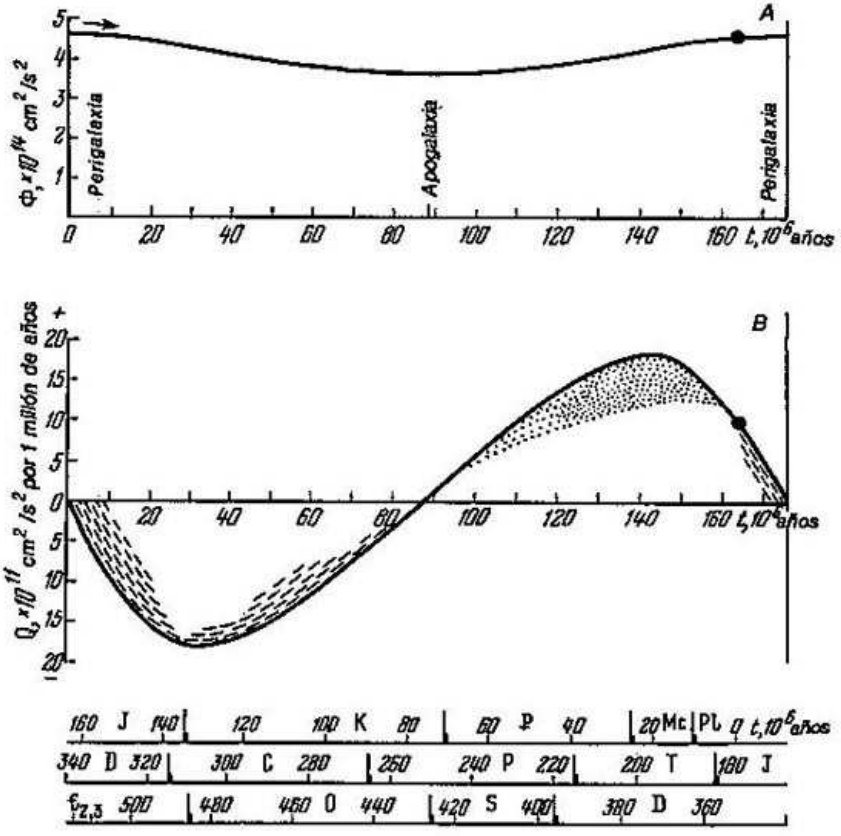


Fig. 213. Cambio del potencial gravitacional de la Galaxia por la unidad de masa en el camino de movimiento de la Tierra (el sistema Solar) durante un año cósmico anomalístico (176 millones de años), según G. P. Tamrasián

A—potencial gravitacional de la Galaxia a lo largo de la órbita de la Tierra (del sistema Solar); B—variación del potencial gravitacional de la Galaxia en la unidad de tiempo (gradiente del potencial gravitacional) a lo largo de la órbita de la Tierra; el circulito es la posición contemporánea de la Tierra. Abajo es marcada la escala geocronológica absoluta. Los puntos son las épocas geocráticas, los trazos son las épocas talasocráticas.

se modifica constantemente al moverse ésta por la órbita galáctica: en la perigalaxia él es mayor en un 27% que en la apogalaxia. En forma muy considerable (en diez o más veces) se modifica el incremento (gradiente) del potencial gravitacional (fig. 213). Debido a que en el mismo camino cambia la distancia de la Tierra al Sol y la cantidad de la energía solar que llega a la superficie terrestre, G. P. Tamrasián denomina al sector perigaláctico de la órbita invierno galáctico; al intervalo entre el sector peri- y apogaláctico lo llama primavera; al sector apogaláctico, verano, y al intervalo entre el sector apo- y perigaláctico, otoño.

Las épocas geocráticas coinciden, según Tamrasián, con el otoño galáctico, las talasocráticas con el invierno. En los inviernos galácticos disminuye la compresión de la Tierra, lo que conduce al desarrollo de las dislocaciones cercano-meridionales, en el verano galáctico la compresión crece y prevalecen las dislocaciones longitudinales. Con la aceleración del movimiento galáctico está vinculada la aceleración de la velocidad de rotación, con la que coinciden las principales épocas de tectonogénesis. Los cambios de la velocidad de rotación debieron de haberse mostrado también en el campo magnético de la Tierra, por cuanto se modificaba la relación de las velocidades angulares de rotación del manto y del núcleo, lo que condicionaba el cambio del momento angular entre el manto y el núcleo mediante la inducción electromagnética.

Haciendo notar la parcialidad de todas o, en todo caso, de la mayoría de las hipótesis propuestas, corresponde al mismo tiempo subrayar que casi toda nueva hipótesis trajo consigo nuevas valiosas ideas, que representan un indiscutible aporte en la formación de la futura teoría tectónica generalizada. Es en especial significativo el aporte de la hipótesis de la tectónica de las placas litosféricas, la más rica de todas las hipótesis tectónicas, siendo la que está más cerca de pretender la denominación de teoría.

§ 3. Consideraciones sobre un posible modelo de tectogénesis

El análisis de la situación actual de las ideas en el campo de la geotectónica teórica, y, en especial, de las bases reales de las mismas, muestra que la creación de un modelo de tectogénesis suficientemente fundamentado y elaborado en detalle, en el presente, es algo prematuro. Sin embargo, algunos principios fundamentales de un modelo así ya pueden ser destacados, con el empleo de las ideas de distintos investigadores, expuestas en los parágrafos precedentes. Con esto, en primer lugar debe de ser considerada la cuestión sobre *las principales fuerzas impulsoras de los procesos tectónicos.*

La intensiva actividad sísmica y volcánica en la superficie de la Tierra, los movimientos y deformaciones continuos y universales de esta superficie, atestiguan que aún en la época contemporánea, luego de 4,5 miles de millones de años de la formación de nuestro planeta, las reservas de energía en sus entrañas aún están lejos de haberse extinguido. Las dos fuentes principales de esta energía endógena son la compactación gravitacional y la diferenciación gravitacional de la sustancia de la Tierra, así como la desintegración de los elementos radiactivos naturales contenidos en esta sustancia. Ambos procesos conducen a un desprendimiento de energía en las entrañas de la Tierra, energía que, merced a la baja conductibilidad térmica de las envolturas sólidas superiores de la Tierra, se acumula en profundidad, provocando periódicamente la fundición de estratos individuales. Una fuente de energía complementaria, ya en esta oportunidad externa, resultan los efectos de las mareas provocadas por la atracción de la Luna y del Sol y el rozamiento ligado a los mismos; el aporte de estos fenómenos en el balance gene-

ral del calor interno de la Tierra hasta ahora no ha sido evaluado del modo debido, pero se presenta como relativamente secundario. Por consiguiente, *el principal factor determinante de los movimientos y del desarrollo de la Tierra es el calor endógeno; la Tierra en realidad es una máquina térmica* (J. Takeuchi, S. Wed, J. Kanamori).

El nivel más profundo de fundición de la Tierra corresponde al núcleo exterior; el más superficial, a la astenosfera. Más arriba de la astenosfera es totalmente posible la aparición de focos locales de sustancia fundida a lo largo de la superficie de Mohorovicic y de Conrad, y en el manto superior existen no uno sino que varios estratos astenosféricos. También se tienen indicaciones sobre la existencia de estratos de bajas velocidades de ondas sísmicas en las partes inferior y media del manto.

El desarrollo de los estratos astenosféricos significa que en las entrañas de la Tierra se revela ampliamente la *inversión de las consistencias*, la que crea condiciones para una redistribución del material del manto en el sentido vertical: emergencia de los diferenciados livianos (fusibles), el hundimiento de los residuos. La zona básica de diferenciación es, evidentemente, la frontera entre el manto y el núcleo; el resultado de la misma debe de ser el crecimiento del núcleo en el transcurso de la historia geológica. Si este supuesto es correcto (el mismo es discutido por algunos geofísicos), entonces el crecimiento del núcleo puede tener como consecuencia la disminución del volumen de la Tierra, o sea, la contracción, ya que, de acuerdo con el astrónomo inglés R. A. Littletone (1963), el núcleo líquido exterior en presencia de altas presiones está sometido en mayor medida a la compresión gravitacional que el material del manto. Según los cálculos de Littletone, la formación del núcleo pudo llevar a la disminución del radio terrestre en 0,05 en comparación con el radio de la Tierra sólida originaria, con una disminución de la superficie de ésta en 60×10^6 km^2. Como se indicara más arriba, la continuada compresión de la Tierra es confirmada por la situación tensa de las rocas en las construcciones montañosas y en el aumento de su velocidad de rotación. A su vez, la situación tensa de las profundas entrañas de la Tierra debió de permitir el estrujamiento de los diferenciados livianos del manto en sus horizontes superiores (P. N. Kropotkin).

En el más temprano estadio de desarrollo de la Tierra, al que todos los investigadores, a partir de A. P. Pavlov, lo comparan con el estado actual de la Luna (esta comparación puede ser ahora extendida a Marte y a Mercurio), el primer estrato superior astenosférico se disponía a poca profundidad y sus diferenciados basálticos se abrieron camino con facilidad hacia la superficie, creando una estructura anular de cráteres, y los componentes volátiles se separaron, formando la atmósfera y la hidrosfera. Así se formaron el océano originario y la corteza oceánica originaria; en este estadio la Tierra ya nos podía hacer recordar a Venus en la actualidad. Con el aumento de la potencia y la merma del techo de la astenosfera

la salida de los volátiles resultó considerablemente dificultosa, debido a lo cual a principio del arcaico (4—3,5 miles de millones de años antes de nuestra Era) la Tierra ya resultó compacta (?), aunque, probablemente, desarrollada en grado no uniforme y con una corteza continental en general de poca potencia.

En las partes de la corteza protocontinental sumergidas y perforadas con intrusiones de magma básico, en el arcaico se desarrollaron «fajas de piedras verdes» (L. I. Salop), compuestas de grupos de cúpulas granito-gnéisicas. A fines del arcaico se había formado una corteza continental relativamente gruesa, expuesta a la metasomatosis potásica con formación de granitos normales, casi seguro a cuenta del ingreso de álcalis de la parte inferior de la corteza, que había sido expuesta a un metamorfismo regional de la facies granulítica (A. S. Pavlenko, A. A. Mossakovski). Así sucedió la división de la corteza en los estratos granito-gnéisico y granilito-basítico.

La formación de un estrato continuo de una litosfera relativamente sólida y frágil, junto con la iniciada formación del núcleo y la concomitante compresión de la Tierra, condujo a la formación embrionaria de la red planetaria de fracturas. Se puede pensar que desde este tiempo las fases de compresión fueron interrumpidas por fases de estiramiento, vinculadas con la acumulación periódica de calor en las entrañas profundas. De este modo, los cambios del volumen de la Tierra tomaron un carácter pulsativo; en la superficie corriente las pulsaciones comenzaron a manifestarse en forma de movimientos oscilatorios, de transgresiones y regresiones del mar. En las fases de estiramiento a lo largo de las fracturas profundas, en la corteza debieron de haber sucedido corrimientos, acompañados por la angostura e, incluso, el corte total de la misma. Esto llevó al depósito de las primeras depresiones geosinclinales, es probable que a lo largo de los bordes de los sectores con corteza relativamente más potente: los óvalos de plegamiento, según L. I. Salop, y de los sectores con corteza más fina. Entre estas depresiones lineales se aislaron unas protoplataformas isométricas más consolidadas, pero aún comparativamente no muy grandes (cientos de kilómetros en corte transversal) y bastante movibles. El cuadro estructural general se conservó en el transcurso del proterozoico inferior en forma de mosaico; los sistemas geosinclinales eran en relación angostos y se disponían por todas partes en correspondencia con todas las direcciones de la red regmática, aún no agrupándose en fajas geosinclinales moderadas.

La formación de los sistemas geosinclinales y, en lo sucesivo, de las fajas geosinclinales en los límites del manto precámbrico medio, fue determinada en un principio por un estiramiento y debió de suceder en condiciones de un flujo calórico disminuido, lo que permitió la retención de la astenosfera en un estado relativamente sólido y posibilitó la intersección de ésta con zonas de fracturas profundas. Como lo indica la sismicidad de los geosinclinales con-

temporáneos (los sistemas de arcos insulares y de canalones de aguas profundas), las raíces de los sistemas geosinclinales se hallan a una profundidad de 250—300 km como mínimo. En eras geológicas más tempranas esta profundidad pudo ser menor, pero ella debió, en todo caso, superar la profundidad del pie del estrato astenosférico superior. La aparición, en la corteza continental, de «auroras» geosinclinales con corteza oceánica secundaria, debió de tener en adelante como consecuencia suya la merma de la carga sobre la astenosfera, con la formación de las salientes de ésta. Debajo de estas salientes comenzó el refuerzo de la diferenciación del material de la astenosfera, apareció el flujo emergente del material liviano caliente, lo que provocó la elevación del flujo calórico y la intensificación del ingreso de las rocas volátiles del manto superior, que hicieron posible la serpintinización, la penetración de las mismas en la corteza basaltoidea nuevamente formada, y el metamorfismo de las rocas de la parte inferior de la corteza.

Otros procesos, por lo visto, caracterizaron los sectores extremos de los sistemas geosinclinales. En las fases habituales de compresión precisamente aquí, en el contacto de las plataformas continentales relativamente sólidas y duras con la fina corteza oceánica, era de esperar la concentración de las tensiones compresoras, y la consecuencia probable de ello es la transformación de las fallas profundas extremas en corrimientos de profundidad («zonas de Beniof») y la formación del par conjugado de megapliegues de profundidad, positivo en el lugar del futuro arco insular y negativo que diera principio al canalón de aguas profundas. El arco de plegamiento positivo es sometido a estiramiento y debajo del mismo se forma la apofisa vertical de la zona de Beniof (= tectonogene o tectonofera, Yu. M. Sheinmann), a lo largo de la cual comienza un reforzado desprendimiento de calor, proveniente en forma parcial de las entrañas profundas, y en parte generado por el rozamiento a lo largo de la propia zona de Beniof. En lo sucesivo aquí se forma una cadena de estratovolcanes, que eruptan un magma andesito-liparítico y que crean un arco insular: el geoanticlinal volcánico (eugeoanticlinal). Si un arco así aparece en el extremo de un bloque de la corteza continental (faja volcánica extrema), la corteza siálica en su base es sometida a un proceso de fundición junto con la corteza oceánica simática, que contacta con ella por la zona de Beniof, y entonces las andesitas, las dacitas, las liparitas y, los formados a profundidad en la base del geoanticlinal, batolitos de granitoides, pueden ser considerados como producto de la «aleación» de estos dos tipos de corteza. De otro modo, por lo visto, sucedió todo en el caso del desarrollo de los arcos insulares directamente en la corteza oceánica, donde la formación de andesitas pudo permitir la «chupadura» del agua a lo largo de las zonas de Beniof en el manto.

Con la complicación del sistema geosinclinal con geoanticlinales, en este sistema aparecen fuentes propias de material detrítico, y por encima de la corteza oceánica nuevamente formada comienza en

los eugeosinclinales el depósito de flysch. Al mismo tiempo se profundizan las depresiones, separándose el eugeoanticlinal (el arco volcánico) de los macizos continentales, y aquí también con frecuencia se acumula flysch. La formación de flysch en amplia escala ya fue observada en los geosinclinales del neogeo.

En la fase siguiente de la intensificación de la compresión tangencial, el material que llena las depresiones, debe de ser sometido a un aplastamiento grande con una notable disminución del ancho inicial del sistema geosinclinal, con un engrosamiento de la corteza y con la unión del augeoanticlinal al continente, al cratón. El sistema geosinclinal se convierte en una construcción montañosa de plegamiento. La estructura de plegamiento, formada al principio bajo la acción de una compresión tangencial general y supeditada al plan lineal, por lo común sufría luego una reconstrucción esencial bajo la acción de la emergencia de las cúpulas gnéisicas de la base regenerada. Este proceso se desarrolló más ampliamente en el arcaico en relación con el alto flujo calorífico, lo que otorgó a los macizos arcaicos residuales un dibujo estructural interno específico, reflejado en los campos en forma de mosaico, mejor dicho jaspeado, gravitacional y magnético.

A fines del precámbrico inferior la etapa geosinclinal-originaria de desarrollo de la litosfera concluyó, y las condiciones en las entrañas de la Tierra se modificaron sustancialmente. El flujo térmico general declinó de un modo sensible como consecuencia de una disminución del contenido de elementos radiactivos, así como de la intensiva emanación de calor de los primeros miles de millones de años de la historia geológica. También debió de disminuir en mucho el contenido de las sustancias volátiles y, en general, de las fusibles en la astenosfera. Como resultado de esto ocurrió el enfriamiento general y el engrosamiento de la litosfera, así como la disminución de la permeabilidad a causa de la «cura» de las fracturas debido al metamorfismo regional y a la granitización. En una parte considerable de su superficie, la Tierra se vistió con la corteza continental y aquí se estableció un régimen de plataforma. No es clara la cuestión sólo con la región del océano Pacífico contemporáneo.

Un nuevo cambio apareció en el proterozoico superior, cuando bajo la acción de una acumulación significativa de calor y de productos de la fundición en el manto inferior, comenzó la convección termogravitacional en escalas considerables. Ella, probablemente, condujo a la penetración de los diferenciados de profundidad en la región del océano Pacífico y al comienzo de la formación de esta depresión oceánica, la más grande de la Tierra. Por la periferia de la misma, en la frontera con el megabloque continental, se formó la faja geosinclinal continental-extrema del océano Pacífico. En lo sucesivo el megabloque continental estrujado hacia arriba en forma de cuña entre las superprofundas fracturas perioceánicas del Pacífico, sufrió un estiramiento y fue desmembrado en las fajas geosinclinales intercontinentales meridionales Atlántica y Uralo-Mozambique,

y luego por las longitudinales Mediterránea y Austral; entre estas fajas se ubicaron las plataformas antiguas.

Las fajas geosinclinales del neogeo se distinguieron por tener un ancho mucho mayor, una enorme longitud, una textura interna más compleja y, probablemente, por una sedimentación más profunda, que los relativamente primitivos sistemas geosinclinales (protogeosinclinales) del proterozoico inferior. Esto se expresaba, en particular, en la mayor anchura de las zonas miogeosinclinales, aparecidas en los extremos hundidos y demolidos de los bloques continentales. Los miogeosinclinales, en especial aquellos en los que se acumulaban potentes capas arcillosas, sufrieron una inversión en sus partes centrales, vinculada al desarrollo de una presión plástica elevada de un modo anómalo en las sedimentaciones arcillosas hundidas. Así aparecían los geoanticlinales de segundo tipo: los miogeoanticlinales, o arcos insulares no volcánicos. En general, todo el proceso geosinclinal se caracterizó en el neogeo por una gran tensión, en especial en el anillo del océano Pacífico, donde en el mezozoico superior-cenozoico se formaron grandiosas fajas vulcano-plutónicas con enormes batolitos graníticos.

En todos sus estadios el desarrollo de los geosinclinales tuvo una gran incidencia sobre las plataformas adyacentes: en el estadio de hundimiento, a modo de formación de las depresiones miogeosinclinales y pericratónicas (sistemas extremos), y luego de sistemas paralelos a la faja de anteclisas y sineclisas; en el estadio de orogénesis, por el camino de la formación de las depresiones de avanzada (frontales). En lo sucesivo, a medida que se excluían del desarrollo geosinclinal las partes periféricas de las fajas y se transformaban en plataformas jóvenes, estas últimas, y a veces también los confines de las plataformas antiguas se incorporaban en una orogénesis repetida al mismo tiempo con la orogénesis en los propios geosinclinales. Se puede suponer que esto sucedía debido a que los plegamientos aparecidos en los geosinclinales, así como el metamorfismo y la granitización, al provocar la «cicratización» de las fracturas profundas, apantallaba al flujo cálido desde las entrañas profundas, lo que debió conducir a una disminución de la viscosidad de la astenosfera. Sin embargo, el mecanismo concreto de la orogénesis epiplatafórmica no está claro: ¿son o no «pliegues de profundidad» los engendros de las ondas de elevamientos y hundimientos difundidos en la astenosfera, o son un producto inmediato de la compresión tangencial? ¿Y cómo se explica el aumento de la potencia de la corteza en las fajas orogénicas epiplatafórmicas? En un principio se consideraba que este aumento se produce a cuenta del estrato de basalto y entonces aparecía como probable que él resultase la consecuencia de la transformación de eclogita en basalto en presencia de un aumento del flujo calórico. Pero ahora queda en claro que el estrato granítico crece en una potencia no menor, y puede ser que mayor, que el basáltico. Entonces este aumento de potencia de la corteza puede aparecer a cuenta de la compresión general, al chocar

dos placas continentales, después de que se absorbe, en el proceso de la subducción, el espacio que las separa de la corteza oceánica (ejemplo: el Asia Central). Pero esto se puede referir sólo a un tipo de fajas orogénicas epiplatafórmicas: a las fajas perigeosinclinales. Otros tipos de estas fajas: las perioceánicas, las intracratónicas, deben de tener otro origen (véase más abajo).

Tampoco está dilucidado el mecanismo de las deformaciones platafórmicas, comenzando con las de gran tamaño (anteclisas, sineclisas) y terminando con los pliegues locales, vinculados a las alteraciones del fundamento. La relación de estas deformaciones con el desarrollo geosinclinal es evidente, así como las concordancias de las mismas con la propia litosfera, pero nuevamente la cuestión acerca de la génesis puede resolverse de distinto modo: difusión de las ondas de elevaciones y hundimientos a través de la astenosfera e impulso de compresión a través de la corteza consolidada y del manto superior, o, finalmente, la manifestación de una convección de estratificación fina en el manto superior.

La formación de los océanos, que se desarrollara enérgicamente desde fines del paleozoico, es más lógico vincularla por supuesto, con fenómenos más profundos, con la diferenciación en la frontera del manto—núcleo, la que, sin embargo, se puede estimular, como se hiciera notar más arriba, con una ruptura de la continuidad de la litosfera en el proceso de la formación de rifts. La fundición de la astenosfera, que bien pudo tener lugar en la zona de elevaciones de los derivados recalentados del manto inferior, se extendió a las regiones adyacentes de las plataformas continentales, provocando aquí la formación de campos de trapps del tipo del Paranense o del Deccán. Los trapps de Tunguska son testigos de la oceanización no concluida de la Siberia Occidental.

El mecanismo del alejamiento de la corteza continental del espacio ahora ocupado por los océanos, resulta uno de los más difíciles en todo el problema de la tectogénesis. La reelaboración de la corteza continental en oceánica «en el lugar» difícilmente hubiese podido llevarse a cabo en gran escala, y sólo es pensable en los «microoceános» del tipo de los mares internos y extremos y, es muy probable, en la periferia de los continentes actuales. Los datos geofísicos, petrológicos y geoquímicos, dan muestra más que nada de una apertura de la corteza continental hacia los lados, con una ampliación subsiguiente de la región de nueva formación de la corteza oceánica. Pero aún no queda en claro debido a la acción de qué fenómeno, de la gravitación, de la convección o de la fuerza de rotación de la Tierra, se produce la ampliación del océano y ahora el traslado ya de la corteza oceánica en dirección hacia los continentes (véase más arriba). Con esto, el carácter de los traslados por las fracturas latitudinales (aumento de la amplitud hacia el ecuador), el desplazamiento de los continentes septentrionales con relación a los australes, atestigua sobre la indudable participación de las fuerzas de rotación, las que, lo más seguro es que fuesen complementarias.

El cuadro general de traslados por las fracturas superprofundas que circunvalan el océano Pacífico, indica el avance del hemisferio oceánico por debajo del continental o el encasquetamiento bilateral del hemisferio continental sobre el oceánico, o, finalmente, el movimiento encontrado de los mismos. Este cuadro sólo se altera allí donde se interrumpe la barrera continental por la periferia del océano Pacífico, en las regiones de los arcos insulares de las Antillas, de las Antillas del Sur y el de Indonesia; es como si aquí sucediera la irrupción de los elementos del océano Pacífico en el hemisferio continental. De un modo un poco diferente se muestra el contacto océano—continente dentro de los límites del propio hemisferio continental. Aquí, en esta frontera se desarrolla un sistema dual de depresiones perioceánicas y de elevaciones continentales de borde. Lo último se halla expresado con especial evidencia en América del Sur, Africa y el Indostán, además, las partes centrales de estos continentes resultan relativamente caídas y ocupadas por grandes sineclisas. Es probable la formación de tales sistemas de borde como reacción a la ampliación de los océanos Atlántico e Indico.

Uno de los rasgos notables del desarrollo tectónico de la Tierra es el *aspecto cíclico* de este desarrollo, que se muestra con especial claridad en los geosinclinales. En la escala de los propios geosinclinales este aspecto se puede explicar con suficiente lógica por la acumulación periódica de energía térmica en las regiones de sus raíces y del desprendimiento de esta energía en el proceso de la actividad tectónica-magmática. Pero esta explicación resulta insuficiente, si se tiene en cuenta el carácter relativamente regular de esta periodicidad y su casi sincronía para los geosinclinales distintos y muy alejados entre sí, e incluso fuera de los espacios geosinclinales. Las épocas y las fases de aumento de la actividad tectónica se manifiestan en casi todos los lugares, aunque de distinta forma; en los geosinclinales como un inicio de depresión, de inversión local o general, de una tafrogenesis culminante. Esto muestra, primero, que en la base del proceso cíclico debe descansar una causa global y no local y, segundo, que el reemplazo de los estadios de desarrollo de las fajas geosinclinales sucede como resultado de una combinación favorable de condiciones internas, de la «maduración» de los mismos geosinclinales, y externas, determinadas por tensiones planetarias generales.

El mecanismo global de los ciclos se reduce ante todo a la periodicidad de las *ondas térmicas* difundidas desde las fronteras del núcleo—manto, supuestas por A. N. Tíjonov y E. A. Liubímova, más exactamente, de mantos emergentes de sustancia recalentada. Sin embargo, tampoco esta hipótesis explica el suficientemente complejo, tenue y delicado ritmo de la actividad tectónica de nuestro planeta y, lo que es más importante, la coincidencia de los principales ciclos con el «año galáctico», o sea con el tiempo de rotación de la Tierra y del sistema Solar por la órbita galáctica, coincidencia que es apuntada por varios investigadores. Merecen atención las ideas

de G. F. Lunguergauz (1957) sobre que los ciclos de corto período de 35—40 millones de años pueden estar condicionados por la intersección del plano de la Galaxia por la Tierra durante los movimientos ondulados suaves, realizados por el sistema Solar en forma perpendicular a este plano en el proceso de circulación de este sistema por la órbita galáctica; el período de estas oscilaciones es de unos 85 millones de años, el semiperíodo de 42,5 millones de años. Durante tales intersecciones la velocidad de movimiento del Sol y de los planetas por la órbita galáctica debería de aumentar a consecuencia de la mayor densidad de las masas en la zona del ecuador galáctico y de las fuerzas gravitacionales externas, provocadas por aquel aumento.

Estos datos y otros análogos testimonian sobre la manifestación de una determinada *resonancia* entre la dinámica endógena de la Tierra y los cambios periódicos de los campos cósmico-gravitacional y electromagnético. Las modificaciones del campo gravitacional pueden provocar una acción estimulante o, por el contrario, reductora sobre los procesos que tienen lugar en las entrañas de la Tierra: compactación, diferenciación, redistribución de las densidades, etc. La variación de la tensión del campo electromagnético debe de manifestarse en primer lugar en la dinámica del núcleo exterior de la Tierra.

En general, por lo visto, hay que estar de acuerdo con G. P. Tamrasián que considera a la Tierra en calidad de «sistema autooscilante de resonancia, que se encuentra sometido a acciones exteriores que condicionan el sincronismo obligado de su frecuencia. La fuente inmediata de energía de este sistema autooscilante es, en primer lugar, la energía de los procesos interiores del propio planeta, y las propiedades de este planeta determinan la amplitud de sus oscilaciones. Las relaciones de frecuencia de las acciones cósmicas obligadas predeterminan las condiciones de excitación de las oscilaciones internas del planeta y de sus expresiones y consecuencias geológicas, en particular las tectónicas». El plan estructural contemporáneo de la Tierra posee una determinada simetría con respecto al eje de rotación del planeta, que se manifiesta tanto en la existencia de una red global de fracturas profundas, así como también en el agrupamiento de los continentes y de los océanos, en la disposición de las plataformas antiguas y de las fajas movibles del neogeo. Esta simetría es complicada por manifestaciones de antisimetrías: la posición de antípodas de los hemisferios continental y oceánico, de las regiones ártica y antártica de la Tierra. Las causas de esta posición antípoda hay que buscarlas en la asimetría de los campos cósmico-gravitacional y electromagnético, con los que están vinculadas las desviaciones de la figura de la Tierra de la forma del elipsoide de rotación. También son complicaciones del plan general la curvatura en forma de «S» de los ejes de los continentes al pasar del hemisferio septentrional al austral, el traslado latitudinal de las fracturas, que crece hacia el ecuador, la curvatura de los arcos insulares

hacia el este; estas complicaciones tienen una fundamentación rotatoria evidente: la aceleración ecuatorial, el «efecto de torsión» pe G. N. Katterfeld o las fuerzas de Coriolis.

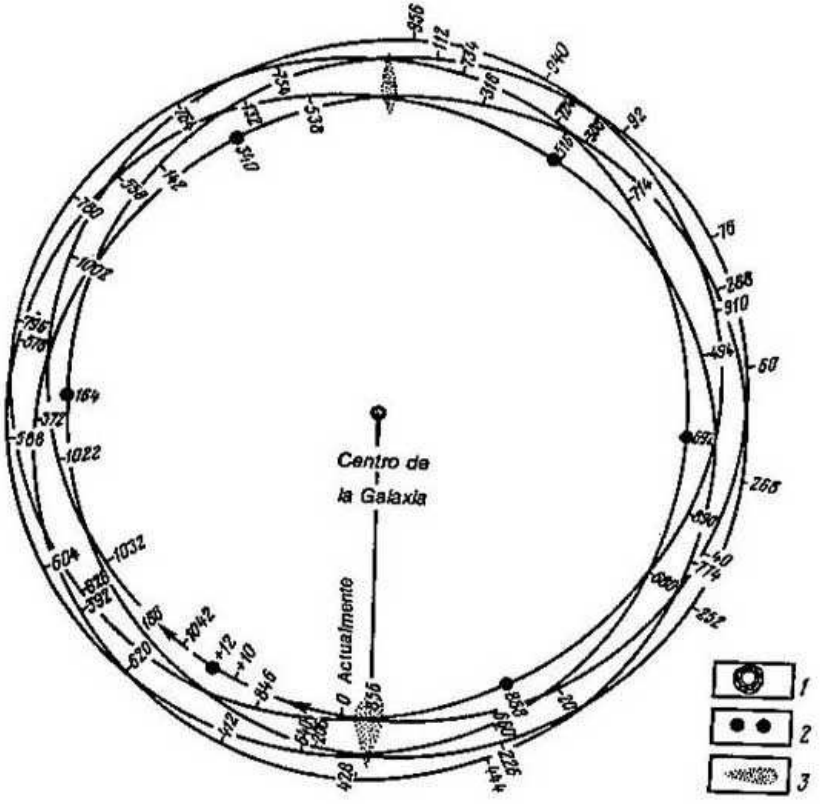


Fig. 214. Movimiento de la Tierra (del sistema Solar) en la Galaxia durante el neógeno (el camino de la Tierra es calculado para un intervalo de mil millones de años). Durante este intervalo la Tierra efectuó 5 revoluciones galácticas (de 212 millones de años) y 6 anomalísticas (de 176 millones de años) (según G. P. Tamrazián)

1—órbita de la Tierra (del sistema Solar) en la Galaxia; las cifras en las curvas marcan el tiempo (en millones de años) calculado desde ahora hacia el pasado; *2*—posición de la perigalaxia de la órbita galáctica de la Tierra (del sistema Solar); *3*—intersección de la órbita del sistema Solar por la Tierra; por abajo, al pasar éste al hemisferio galáctico septentrional; intersección por arriba al pasar al hemisferio meridional; respectivamente los nudos ascendente y descendente de la órbita solar.

La vinculación evidente del plan estructural de la Tierra, heredado en sus líneas más generales todavía del precámbrico superior, con la situación actual de su eje de rotación, se halla en contradicción (como veremos más adelante, sobre todo aparente) con los datos de la geología histórica y del paleomagnetismo acerca de cambios esenciales en la situación de los polos, por lo menos durante el curso del fanerozoico. Así, N. M. Strájov, en base a reconstrucciones paleoclimáticas estableció la existencia en el fanerozoico de tres

planes sucesivos de zonalidad climática: 1) plan paleozoico inferior y medio con el ecuador muy desplazado en el hemisferio septentrional, incluso hasta Groenlandia; 2) plan peleozoico superior con el ecuador sensiblemente corrido, aunque de forma menos marcada que en el PZ_{1-2}, en el hemisferio septentrional; 3) plan del mesozoico-cenozoico, coincidente en general con el contemporáneo. En correspondencia, también el eje de rotación debió de ocupar otra posición con respecto a los continentes actuales; así, en el paleozoico superior el polo norte debió de encontrarse en la parte septentrional del océano Pacífico, y el sur en el Atlántico austral, lo que se ha confirmado con los datos de las investigaciones paleomagnéticas.

Prestando atención a que las épocas de reconstrucción del plan de la zonalidad climática coinciden con las grandes épocas de formación de montañas: la caledónica, la hercínica, N. M. Strajov, y antes de él L. B. Rujin, llegaron a la conclusión de que las traslaciones del eje de rotación de la Tierra estuvieron ligadas a la redistribución de las masas durante las épocas de formaciones de montañas. Es curioso que para la época contemporánea se establece la vinculación entre el aumento del número de los grandes terremotos y los cambios en la posición del eje de rotación (J. F. Jertiler, 1968). Cuál es aquí la causa y cuál la consecuencia hasta el presente no está en claro, pero el hecho de tal relación es muy significativo.

Los cambios (¿relativos?) en la posición del eje de rotación debieron influir sobre el significado relativo de las fracturas de distinta orientación, integrantes de la red regmática global. Las fracturas que en una posición del eje de rotación fueron ortogonales, con otra posición pudieron quedar diagonales y viceversa. Por ejemplo, en el presente son diagonales las fracturas que limitan al aulacogeno del Dniéper-Donetz, pero ellas son paralelas a las latitudes paleomagníticas del carbonifero-pérmico y, en consecuencia, en el paleozoico superior, en el período de su mayor actividad, ellas pertenecían al sistema de fracturas ortogonales. P. Badgley mostró que el enrejado regmático de Australia, observado por E. Sh. Hills, muestra una correspondencia satisfactoria con la red de Vening-Meinetz no sólo con la orientación actual del continente, sino que también con la orientación supuesta para el precámbrico. En consecuencia, *existe en principio la posibilidad de un desarrollo hereditario de la red regmática pese a la posición cambiante del eje de rotación de la Tierra, a condición de que el eje de rotación se traslada a una nueva posición, primero, a saltos y, segundo, en cada oportunidad en un ángulo que corresponda al ángulo entre las direcciones adyacentes de la red regmática.*

El análisis de los datos paleoclimáticos muestra que esta posibilidad realmente se lleva a cabo en la naturaleza. A juzgar por los mapas de N. M. Strájov, los polos se trasladaron a lo largo del círculo del meridiano del eje mayor del ecuador (150°—165°), al tiempo que en la región de salidas a la superficie terrestre, del eje menor del ecuador (105°—75°) no hubo ningún cambio; aquí los ecuadores antiguos se intersecaban con el contemporáneo. De este modo, se

produjo el cambio de inclinación del ecuador con respecto a la situación actual a lo largo de su eje menor que permaneció inmóvil (G. N. Katterfeld). Sobre este fenómeno, bajo el nombre de «balanceo» de los polos, ya escribieron a principios de nuestro siglo Reybish y Zimrot.

Los cambios de posición del eje de rotación de la Tierra, sin alterar la integridad de la red regmática, pudieron, sin embargo, propiciar el desarrollo de un sistema de fracturas y de los geosinclinales ligados al mismo y frenar el desarrollo de otros sistemas. Al analizar la distribución en el tiempo de las manifestaciones de plegamientos en los límites del anillo del océano Pacífico, H. Stille notó que en cada época aislada la formación de plegamientos tuvo lugar en zonas de dirección rigurosamente determinada. También llama la atención la preponderancia de fracturas diagonales en la estructura de los escudos de las plataformas antiguas, formados en el precámbrico inferior, y del sistema ortogonal en el plan estructural contemporáneo, que tiene su inicio en el precámbrico superior.

En los últimos años a este problema fueron dedicadas las investigaciones de A. V. Dolitski[1]). Analizando la distribución de los elementos lineales de la estructura de la corteza terrestre, y considerando que ellos están vinculados a sistemas ortogonal y diagonal de fracturas, aparecidos en la corteza en presencia de una rotación irregular de la Tierra, Dolitski estableció que la parte fundamental de estos lineamientos apareció en una posición tal del eje de rotación, cuando el polo norte se encontraba en la parte norte de la depresión del Dniéper-Donetz. Sin embargo, alguna parte de los elementos lineales no tiene cabida en el sistema planetario básico, y está sometida a algunos sistemas complementarios. Conociendo el tiempo de la máxima actividad de los elementos lineales por separado, cuando ellos se mostraron como geosinclinales, plegamientos y orógenos, pudo haberse intentado determinar la edad de los sistemas individuales. En calidad de criterio complementario se utilizó también un signo empírico: la existencia de estructuras en forma de «V» vueltas hacia el ecuador. Como resumen de las construcciones efectuadas, A. V. Dolitski llegó a la conclusión de que la red principal de fracturas fue engendrada 3150 millones de años atrás y que a partir de los 2400 millones de años el polo dos veces efectuó un ciclo completo de movimiento por una trayectoria que representa una figura de cuatro pétalos.

De este modo, la duración de un ciclo completo es de 1200 millones de años. Con esto, cada 150 o 300 millones de años deben observarse coincidencias del eje de rotación, lo que responde al intervalo de tiempo entre las principales épocas de plegamiento.

Se sobreentiende que la fiabilidad de estas construcciones sin duda interesantes, está lejos de poder ser considerada como total (es decir, demostrada). Primero de todo, en calidad de base de las mismas debería de utilizarse un mapa mundial de lineamientos, compuesto en forma totalmente independiente de los correspondientes sistemas de ideas, así como también una serie de mapas paleotectónicos con la indicación de las fracturas activas y en general de las zonas de movimiento en las distintas etapas del desarrollo tectónico. Deben ser comprobadas las ideas acerca de las estructuras en forma de «V» dirigidas hacia el ecuador, y sobre el intervalo igual entre las épocas de plegamiento, además, tanto las del precámbrico como las del fanerozoico. Deben ser considerados los datos de la paleoclimatología y del paleomagnetismo sobre la posición de los polos antiguos. Hay que tener en cuenta que el autor no supone ningún traslado horizontal algo significativo de los bloques de la corteza, lo que también es discutible. Entre tanto, es posible que la reorientación de las placas de la litosfera, en relación con el traslado de la posición del eje de rotación de la Tierra, se llevara a cabo con ayuda de traslados relativos por desplazamientos. El geólogo de la RFA H. Illies (1965) enunció incluso el supuesto que precisamente de este

[1]) La cuestión sobre las relaciones de la red regmática con respecto al traslado del eje de rotación de la Tierra, también fue tratada en el trabajo del científico de la RFA G. Knetch.

modo los traslados del eje de rotación condujeron a la deriva de los continentes, obligados a adaptarse a la nueva forma del elipsoide de rotación.

En el mundo de las concepciones movilistas, no se debe hablar de los traslados de los polos de la Tierra y de sus ejes de rotación, los que resultan aparentes (de aquí la expresión de los paleomagnetólogos: «camino aparente del traslado de los polos», en inglés «apparent polar wander path»—APWP), sino que sobre el traslado de las placas continentales litosféricas con respecto a la figura de rotación de la Tierra, que conserva una orientación constante. Sin embargo, todos los razonamientos efectuados más arriba conservan con esto todas sus fuerzas. A ellos hay que agregar lo siguiente. Tal como lo demostrara V. S. Burtman, la principal causa de la conservación de la red regmática una vez aparecida, es que con el cambio del campo de tensiones a las fracturas les es energéticamente más beneficioso provocar avances a lo largo de uno de los sistemas de fracturas ya existentes, diferenciándose uno del otro en 30° (si se acepta la existencia de un sistema ortogonal y dos diagonales), que crear nuevas fracturas a distancias menores que 15° de las anteriormente aparecidas.

Un significado esencial en el mecanismo de la tectogénesis le corresponde también a la *isostasia*. El papel de la isostasia se revela del modo más completo en los segmentos relativamente estables de la litosfera, que no se hallan bajo la acción directa de tensiones verticales u horizontales. En las fajas movibles, que experimentan una compresión intensiva o estiramiento, elevación o hundimiento, los principales movimientos se realizan con la alteración del equilibrio isostático. Sin embargo y aquí la isostasia sirve, es evidente, de reguladora de la amplitud de los movimientos verticales de la corteza, determinando la medida de su máximo flexionamiento (20—25 km) y el alcance general del relieve de la superficie terrestre, que responde a la diferencia entre los radios polar y ecuatorial de la Tierra (20 km). El alcance del límite isostático de flexionamiento es, probablemente, una de las causas de la migración de los ejes de hundimiento máximo en el transcurso del desarrollo de los sistemas geosinclinales.

Bibliografía

Hipótesis clásicas

Белоусов В. В. Миграция радиоэлементов и развитие структуры Земли. Изв. АН СССР. сер. геогр. и геофиз., № 6, 1942; № 3, 1943. (*Belousov V. V.* Migración de los radioelementos y el desarrollo de la estructura de la Tierra.)

Вегенер А. В. Происхождение материков и океанов. М., ГИЗ, 1924. (*Wegener A. V.* Origen de los continentes y océanos.)

Личков Б. Л. Движение материков и климаты прошлого Земли. Л., изд-во АН СССР, 1931. (*Lichkov B. L.* Movimiento de los continentes y los climas del pasado de la Tierra.)

Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса в геотектонических гипотезах. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1951. (*Liustij E. N.* Problema del balance energético en las hipótesis geotectónicas.)

Люстих Е. Н. Критика геотектонической контракционной гипотезы. М., изд-во АН СССР, 1958. (*Liustij E. N.* Crítica de la hipótesis geotectónica de la contracción.)

Стовас М. В. Неравномерность вращения Земли как геотектонический фактор. Изв. Всес. геогр об-ва, 1959, № 4. (*Stovas M. V.* Irregularidad de rotación de la Tierra como factor geotectónico.)

Ampferer O. Ueber das Bewegungsbild von Faltengebirge. Jahrb. K. K. geol R eichsanst., LVI, 1906.

Bemmelen R. W. van. The undation theory of the development of the Earth's crust. Int. Geol. Congr., 16 sess, Washington, 1933.

Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust. Princeton Univ. Press, 1933.

Fourmarier P. Principes de Geologie. T. I. Cap. X. Paris—Liége, Masson-Vaillant-Carmanne. 1950.

Grabau A. W. Oscillation or pulsation. Int. Geol. Congr., 16 sess., 1933.

Griggs D. A theory of mountain building. Am. J. Sci., 1939, pages 611—650.

Haarmann E. Die Oszillatiostheorie. Stuttgart, F. Enke, 1930.

Holmes A. A review of the continental drift hypothesis. Min. Mag., 1929.

Joly A. Radiactivity and the surface history of the Earth. Oxford Univ. Press, 1924.

Schwinner R. Vulkanismus und Gebirdsbildung. Zeitschr. Vulkan., t. 5, 1919.

Taylor F. B. Bearing of the tertiary mountain belts on the origin of the Earth's plan. Geol. Soc. Am. Bull. 1910, t. 21.

Du Toit A. L. Our wandering continents. Ed.—L., Oliver a, Boyd, 1937.

Indice alfabético de materias

Aberturas profundas 66
Agretamiento general 185
— local 186
— planetario 186
— regional 186
Alabeamiento meridional 248
Alineación (lineamiento) 43, 75
Almohadas salinas 101
Alóctono 172
Anomalía geotérmica 50
Antiastenolito 236, 255
Anticlinal anular 90
— secundario 85
— situado sobre falla 110
Anticlinorio invertido 198
Antiforma 124
Antípodas (asimetría) de la disposición de los continentes y de los océanos 231
Asimetría de las construcciones de plegamiento 206
Astenolito 236, 255
Autóctono 172

Balanceo de los polos 298
Basificación 36
Batolito 127
Bloque continental (hemisferio) 230
Bloque oceánico (hemisferio) 229
Bloques antiguos 199
Bóvedas intraoceánicas 22
Brechas de los domos salinos 98

Caballón-corrimiento 166
Caballones inversos 166
Caballón marginal de la plataforma oceánica 22
Caballón oceánico marginal 22
— salino 100
Calderas de hundimiento 129
Canón de las fases orogénicas 130
Casiocéano 35
Cavidades suboceánicas de los mares interiores y marginales 206
Cavidad superpuesta del tipo suboceánico 205
Centrálidas 195, 196
Círculos planetarios epirogénicos 250
Círculos planetarios talasogénicos 250
Clivaje 185
— de corriente 187
— — fractura 187
Competencia 112
Compresión tangencial 152
Concepción de continuidad de la formación de los pliegues 132
Concepción de la oceanización 225
Concepción del sobrecrecimiento de la corteza continental a cuenta de la oceánica (teoría de la acrecencia de los continentes 224
Construcción de corrimientos y plegamientos 207
Construcción de mantos y plegamientos 207
Construcción de plegamiento 192
— — plegamientos propiamente dichos 207
Construcción de plegamientos y bloques 207
Continentes 25, 230
Continuidad (permanencia) de la formación de los pliegues 132

Cordilleras oceánicas medianas 7
Corrimiento de cizallamiento 169
Corrimiento de distensión 169
— en capas 169
— posterosivo 169
Costura externa 61
— interna 61
— marginal 61
— ofiolítica 61
Cratonización, estadio de la (de desarrollo de las plataformas) 219
Cuñas detríticas 140
Charriages (véase manto tectónico) 172

Deformaciones de deslizamiento subácueo 105
Depresión de avanzada 195, 202
Depresión entre montañas 195, 203
Depresiones extremas (de retaguardia) 203
Depresión marginal 192
Deriva de los continentes 242
Deslizamientos tectónicos 177
Desplazamiento 185
Desplazamiento-caballón 185
Desplazamiento de la bóveda en los pliegues paralelos y asimétricos 155
Desplazamiento de las bóvedas como consecuencia de un plegamiento discordante 156
Desplazamiento de las bovedas debido a los cambios regionales de potencia 155
Desplazamiento de la bóveda debido a su derrubio en el período de crecimiento del pliegue 155
Desplazamiento-falla 185
Diapiros magmáticos 127
Diastemas 142
Dinamopar conjugado 73
Discordancia estructural 100
Dislocación de las bóvedas anticlinales 153
Disyunciones oceánicas 23
Domo salino abierto 98
Domos de yeso 88
Domos gnéisicos 120
— de granito y gneis 120
— granulito-gnéisicos 120
— orlados 120
Dorsal oceánico mediano 7

Elevación central 194
Elevaciones de costura 59
— — las plataformas oceánicas 21
— interiores de las placas 22
— isométricas 22
— lineales 21
Elevaciones volcánicas 22
Eoprotozoico 214
Epocas de actividad tectono-magmática 139
— — formación de los montes 137
— — la oceanización 25
— — plegamiento 137
Erosión subcortical 36
Escalón gravitacional 50
Espejo de estratificación 198
Esquistosamiento 187
Estadio casiplatafórmico (de desarrollo de los geosinclinales) 196
Estratificación de baúl (acajada) 198

Estructura de la corteza terrestre 230
— del lecho oceánico 5
— isoclinal-escamosa 168, 198
Estructuras de costura 107
—postesedimentacionales 87, 92
Etapa catarcaica 212
Etapa de desarrollo arcaica— proterozoica inferior (protogeosinclinal) 214
Etapa mesocenozoica (continental-oceánica) 223
— pregeológica de desarrollo de la Tierra 211
— proterozoica media (platafórmica inferior) 218
— — superior—paleozoica (geosinclinal platafórmica) 219
Extérnidas 195, 198

Faja mántica 281
— movible intraoceánica 7
— orogénica oceánica 7, 18
Fajas metalíferas 80
Fallas corticales 60
— — crecimiento 166
— — desplazamiento 66, 71, 75
— — profundidad 43
— — transformación 13
— entre bloques 62
— exógenas 189
— generadoras de discordancia 44
— limítrofes 62
— longitudinales 63
— marginales 61
Fallas normales longitudinales 165
— — periféricas 166
— ocultas (ciegas) 62
— ortogonales 75
— pares 59, 75
— pasantes 63
— sobreprofundas 60
— solitarias 75
— subcorticales 61
— transversales 63
Fases de plegamiento 130
— orogénicas 130, 135, 136
— — de desarrollo de la Tierra (según Bemmelen) 258
Fases tectónicas 135
Fijismo 36
Flujos subcorticales 243
Foliación 187
Forland 193
Fracturas diagonales 75
Frente de la esquistosidad 187

Galokinesis 96
Garpolito 127
Georiftogenal 7, 18
Geotumor 236
Geoundación 258
Glaciodislocaciones (alteraciones glaciales) 91
Gondwana 242
Gradientes de los movimientos de plegamiento 151

Hemianticlinal (nariz estructural) 147
Hemisferios continental y oceánico 230
Hiporeon 246
Hipótesis de la diferenciación a profundidad 255, 258, 276
— — — emergencia 236
— — — expansión del fondo oceánico 38, 266
— — — migración de los continentes 241
— — — nueva tectónica global 266
— — — oscilación 236
— — — pulsación 239
— — — tectogénesis zonal 281
— — — Tierra en expansión 241, 264
— — — undación 237, 258
— — los flujos subcorticales de convección 243
— — neomobilismo 266
— — Wegener 242
— neocontraccionista 255
— radiomigratoria 237
— rotativa 246
Hipótesis (tectónica) astenolítica 236, 255
— de la formación nueva de las cuencas oceánicas 37
Hipótesis de Wegener (tectónica) 38
Hondonada oceánica 20

Impulsos tectónicos 142
Indicios de las fallas de profundidad estructurales 49
— — — — — — geofísicos 50
— — — — — — geomorfológicos 51
— — — — — — magmáticos 53
— — — — — — sedimentacionales 52
Inestabilidad de convección 96
Infraestructura 120
Intérnidas 185, 197
Intrageoanticlinal firme 194
Intrusiones anulares 129

Klippes 173

Lacolitos 128
Latitud crítica 248
Laurasia 261
Ley orogénica del tiempo 130
Linealidad 112
Lopolito 129

Macizo extremo 201
Mantos de base 174
— — cobertera 174
— — derrubio 177
— del primer género 173
— — segundo género 174
— deslizamientos 177
— gravitacionales 174
— helvéticos 176
— pénnidos 174
— (tectónicos, charriages) 172
Megagea 220
Megaundaciones 258
Mélange colorida 182
— tectónica 180
Metamórfidas 193, 197
Microoceános 224
Migración de la zona de plegamiento transversal 142
— — — — — — longitudinal 143
Movilismo 36, 242
Mulda superpuesta 195

Neocatastrofismo 132
Neogeo 220
Neoproterozoico 210
Núcleos antiguos de construcciones de plegamiento 197
— cristalinos 197
— de perforación 84
— de piedras verdes 213
— metamórficos 197
Núcleos metamórficos sedimentarios 197
— no regenerados 197
— regenerados 197
Nudos metalíferos 81
Nueva tectónica global 266

Oceanización 25
Oceanogénesis 32
Océanos antiguos (proocéanos) 24
— jóvenes 24
— primarios 24

— secundarios 26
Orógeno 192
Ovalos plegados gnéisicos 124

Paleomagnetismo 243
Pangea 242
Pangranitización, época de la 212
Pantalasa (océano original) 212
Parageosinclinal 195
Paralelos críticos 249
Pendiente (cornisa) salina 98
Pie continental 22
Placa oceánica 20
Plataforma oceánica 19
Plegamiento de deslizamiento gravitacional 146
— — impulso 92
— diapiro 84
Plegamiento discontinuo 85
— intermedio 85
— lineal 198
— metamorfogénico 120, 124
— secundario casi horizontal 123
— superpuesto 147
— transversal 147
Pliegues adyacentes a fracturas 112
— cercanos a desplazamientos 113
— con bóveda adelgazada 111
— concéntricos 86
— consedimentacionales 110
— criptodiapíricos 84
— de abultamiento 88
— de alabeo 86, 113
— — apretadura (entre fracturas) 113
— — — regional 113
— — arrastre 103
— — arrugamiento (de compresión) general 86
— — asiento 90
— — bloque 86
— — cicatriz 109
— — compactación 87
— — corriente (flujo) 86
— — corte (cortadura, cizallamiento) 86
— — costura 109
— — deslizamiento 91
— — — gravitacional libre 106
Pliegues de encorvadura 86
— — — transversal 86
— — estampa 86
— — estrujamiento (aplastamiento) 90
— exógenos 86
— de fundamento 107
— — impulso (de flujo, de inyección) 86, 92
— — inflexión longitudinal 112
— — inversión 113
— — la cobertura (reflejos) 107
— — recubrimiento (endogeno-exógenos) 92
— — redistribución plástica 93
— — revestimiento 87
— — — sedimentario 87
— — sobrefractura 109
— — solifluxión (crioturbaciones) 89
— diapiros 84
— embriodiapiros 84
— endógenos 107, 120
— entre fracturas 115
— gravitacionales 103
— magmatogénicos 127
— postsedimentacionarios 87
— profundos 120
— — heredados 107
— semejantes 86
Pliegues sin raíz (suspendidos) 158
— sobresalientes 89
— superficiales del fundamento 108
Precesión 249
Protocontinentes 214
Protogeo 224
Protogeosinclinal 215
Protoplataforma 215

Raíces de los mantos (charriages) 173
Red regmática de fisuras 45, 75, 297
Regmagénesis 45
Reomorfismo (reomovilización) 120
Retrocharriage 150
Restos (testigos) del manto 173
Rift oceánico 66
— continental 66
Riftogénesis 32
Rupturas consedimentacionales 190
— corticales 162
— de plegamiento 162
— — profundidad 43
— exógenas 189

Sinclinal anular compensatorio 91
— de sobrefractura 112
Sinclinorio en abanico invertido 204
— inverso 204
Sinforma 124
Sistema ortogonal de fracturas profundas 75
Sistemas de fallas de profundidad 75
Sombrero de piedra (del domo salino) 98
Stock (macizo) salino 98
Stocks intrusivos 127
Subépocas tectónicas 140
Supraestructura 120

Talasocratón 19
Talasogeosinclinal 27
Talasosíneclisa 20
Talud continental 5
Tectogénesis primaria 85
— secundaria 85
Tectónica de deslizamiento gravitacional 104
— — las placas 266
— salina (galokinesis) 96, 98
Tectonogeno 275
Terraplenes gnéisicos (de las plataformas) 120
Tipo atlántico de las fajas orogénicas oceánicas 18
— — — los océanos 26
— del Océano Pacífico de las fajas orogénicas oceánicas 18

Unión de tope 78

Ventanas tectónicas 173
Vergencia de las zonas plegadas 150, 206
Vulcanismo de barro 96

Zona de absorción de la corteza terrestre 272
— — Benioff 290
— — costura 59, 74
— — fallas de profundidad 75
— — flish de las construcciones de plegamiento 198
— — plegamiento de textura completa 205
— — — — — incompleta (reducida) 205
— — — simétrico 206
Zonas exteriores de las construcciones de plegamiento 193
— interiores— — — — — 193, 197
zona tergal 281